



# THÈSE

En vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

---

---

Présentée et soutenue le *01/10/2019* par :

**BENOÎT CHEUL**

---

**Apport des données multispectrales (hyperfréquences, thermique, optique)  
pour le suivi hydrique des cultures : application aux couverts de blé et de  
tournesol**

---

---

## JURY

DOMINIQUE COURAULT

Directrice de recherche, INRA

Rapporteuse

CATHERINE OTTLÉ

EMMAH

Rapporteuse

JEAN-PAUL RUDANT

Directrice de recherche, LSCE

Rapporteur

JAMMAL EZZAHAR

Professeur émérite, UPEM

Membre du Jury

JEAN-PHILIPPE

maître de Conférence, ENSA Safi

Président du Jury

GASTELLU-ETCHEGORRY

Professeur IUT UPS, CESBIO

---

**École doctorale et spécialité :**

*SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie*

**Unité de Recherche :**

*Centre d'études Spatiales de la Biosphère (UMR 5126)*

**Directeur de Thèse :**

*Benoît COUDERT*

**Rapporteurs :**

*Dominique Courault, Catherine Ottlé et Jean-Paul Rudant*

## Résumé

Le Sud-Ouest de la France est la région pour laquelle les effets du changement climatique seront difficiles à mitiger. L'agriculture est déjà à l'origine de 41 % des prélèvements en eau du bassin Adour-Garonne et devra s'adapter aux conséquences du changement climatique sur cette ressource : précipitations plus irrégulières, baisse des débits des cours d'eau. Pour cela la mise en place de nouveaux outils de suivi et de diagnostic sera nécessaire à la gestion durable de la ressource. Dans le cas des surfaces agricoles, le bilan hydrique est fortement contraint par les pertes vers l'atmosphère que représente le flux d'évapotranspiration, qui est une composante du bilan couplé d'eau et d'énergie de la surface. Le suivi de l'évapotranspiration permet en particulier d'identifier les périodes de stress hydrique.

L'estimation de l'évapotranspiration à grande échelle est basée sur l'exploitation des images de télédétection spatiale ainsi que l'utilisation parfois combinée de la modélisation physique des transferts à la surface. Selon le domaine de longueur d'onde utilisé en observation de la Terre : visible, infrarouge-thermique ou hyperfréquences, nous avons accès à des propriétés ou caractéristiques différentes de la surface. Le domaine des hyperfréquences (radar) à la particularité d'être peu sensible à la présence d'un couvert nuageux, ce qui n'est pas le cas pour le visible et l'infrarouge thermique. Le radar présente aussi une sensibilité à la structure géométrique de la cible et à son contenu en eau. Le domaine visible et proche infrarouge permet de suivre l'évolution de la couverture végétale à l'aide d'indices spectraux. Quant au domaine infrarouge thermique, il permet d'évaluer la température de surface et peut détecter des situations de stress hydrique. La combinaison des trois domaines de longueur d'onde, avec leurs apports respectifs, avec un modèle de bilan d'eau et d'énergie pourrait permettre de mieux suivre les processus de la surface.

L'étude menée s'intéresse aux complémentarités des 3 domaines spectraux sur un cas réel de suivi de cultures de blé et de tournesol sur le sud ouest de la France au cours de l'année 2010. Nous étudions plus précisément les variabilités spatiale et temporelle d'un indice de végétation (le GAI), de la température de surface ( $T_s$ ) et du coefficient de rétro-diffusion radar,  $\sigma^0$ , en bande-C sur un ensemble de 13 parcelles de blé et de 6 parcelles de tournesol. L'exploitation de cette variabilité spatio-temporelle nous permet de sélectionner des scénarios de simulation du bilan hydrique spatialisé avec le modèle de bilan d'eau et d'énergie SetHyS (Suivi de l'État Hydrique de la Surface) contraint par les indicateurs issus des images de télédétection.

Les travaux sont présentés de la façon suivante

- L'étude de la sensibilité des données radar bande-C à la variabilité spatiale et temporelle de deux propriétés de la surface : l'humidité de surface et le Green Area Index (GAI). Cette étude est réalisée pour les 4 polarisations radar disponibles ainsi que pour deux rapports de polarisation.
- A partir de la méthode du trapèze [Température de surface-indice de végétation] classiquement utilisée pour cartographier l'ETR ou des indicateurs de stress hydrique, nous proposons une utilisation temporelle basée sur l'ensemble de la série de télédétection correspondant au cycle cultural. Avec cette méthode, nous déterminons un indice, le RTVDI (Relative Temperature Vegetation Difference Index), à partir duquel nous classons les parcelles et identifions des comportements proches.
- L'utilisation du modèle SEtHyS pour reproduire la variabilité observée sur le RTVDI. Le modèle est utilisé de manière directe pour identifier la sensibilité des paramètres importants du bilan d'eau de la

surface.

L'étude de sensibilité des données radar bande-C aux propriétés de la surface a confirmé l'intérêt de ce domaine pour le suivi de la végétation. Des seuils sur la hauteur de couvert ont permis d'identifier les périodes pour lesquelles le radar est sensible à l'humidité de surface. L'adaptation de la méthode du trapèze a montré la possibilité de différencier des groupes de parcelles présentant des propriétés hydriques variables à causes de variations sur la profondeur et la texture du sol. Finalement l'emploi du modèle comme outil de compréhension des processus de la surface a montré que pour les périodes d'intérêt sur l'année 2010, peu marquée par le stress hydrique, la profondeur de sol est un paramètre peu sensible du modèle et que la modulation des conditions initiales d'humidité de sol permet de mieux reproduire la variabilité observée.

## Abstract

The south-west of France has been identified as a region for which climate change effects will be the harder to mitigate. Agriculture is already representing 41 % of the water use in the Adour-Garonne watershed and will have to adapt to the effects of climate change on the water cycle : more irregular precipitations, lowering of the rivers rate of flow... New methods for monitoring will be necessary for the responsible use of water. Loss to the atmosphere is the major constraint of the water budget in agricultural areas. This evapotranspiration flux is part of the coupled water and energy budget of the surface ; in particular, it allows one to identify water stress events.

The estimation of evapotranspiration flux at a large scale relies on remote sensing images or a modeling of exchanges at the surface, sometime both. The wavelength domains used allow sampling of different surface properties. Microwave used in radar is sensitive to the target geometry and its water content. It is also insensitive to cloud cover. Visible images are used to monitor vegetation development with spectral indexes. Thermal infrared gives information of surface temperature and can detect water stress. The combined use of these three wavelength domains, each with its respective strength, in a water and energy budget modeling scheme could allow to better monitor surface processes.

This study focuses on the complementarities of the three wavelength domains in a case of wheat and sunflower monitoring in south west of France over the year 2010. It is focused on the spatial and temporal variability of a visible based vegetation descriptor (the GAI : Green Area Index), surface temperature (Ts) and C-band backscattering coefficient over 13 fields of wheat and 6 fields of sunflower. This variability allows us to select various parameterizations of the water and energy budget model SETHyS.

The study is organized as follow :

- We first studied the sensitivity of C-band backscattering coefficient to the spatial and temporal variability of 2 surface properties : top soil moisture and GAI. The 4 radar polarizations as well as 2 polarization ratios are covered.
- We adapted the [surface temperature-vegetation index] method for a temporal use of the entire remote sensing dataset. Using this method we retrieved an index we called RTVDI (Relative Temperature Vegetation Difference Index) which we used to rank fields and extract patterns.
- We finally used the SETHyS model to try and reproduce the RTVDI variability previously observed. The first approach is realized using the model in direct mode to identify sensitive parameters for water budget modeling.

The radar sensitivity study confirmed the vegetation monitoring ability of C-band radar. Thresholds on height allowed identifying periods when radar is sensitive to top soil moisture. The modified trapezoid method allowed selecting groups of fields with variable hydric properties. Finally, the model used as a understanding tool for surface processes showed that soil depth was not a sensitive parameter for 2010, a wet year. On the other hand, the modulation of the initial value of soil moisture made for a better representation of the observed variability.



# Table des matières

<b>Introduction générale</b>	<b>9</b>
<b>1 Télédétection et évapotranspiration, bases physiques</b>	<b>19</b>
1.1 Apport de la télédétection pour la description de la surface . . . . .	19
1.1.1 Principe de la télédétection . . . . .	19
1.1.2 Télédétection visible . . . . .	22
1.1.3 Télédétection infrarouge thermique . . . . .	25
1.1.4 Télédétection radar . . . . .	31
1.2 L'évapotranspiration et sa description physique . . . . .	37
1.2.1 L'évapotranspiration . . . . .	37
1.2.2 Les différentes définitions de l'évapotranspiration . . . . .	38
1.2.3 Modéliser l'évapotranspiration, le cas du modèle SETHyS . . . . .	40
<b>2 Matériel et méthodes</b>	<b>49</b>
2.1 Campagne MCM'10 . . . . .	49
2.2 Parcelles instrumentées . . . . .	59
2.2.1 Profils temporels des flux d'énergie au cours de l'année 2010 . . . . .	60
2.2.2 Profils temporels des variables climatiques au cours de l'année 2010 . . . . .	61
2.2.3 Variabilité de la météo entre les deux parcelles instrumentées . . . . .	62
2.3 Caractérisation de la végétation . . . . .	63
2.4 Météo SAFRAN . . . . .	66
2.4.1 Caractéristiques des données météo SAFRAN . . . . .	66
2.4.2 Comparaison avec les mesures des stations météo . . . . .	68
2.5 Images infrarouge thermique . . . . .	68
2.6 Résumé des données de télédétection utilisées pour les travaux . . . . .	71
2.7 Données sol . . . . .	72
2.8 Utilisation des données dans les travaux . . . . .	73
<b>3 Analyse de la variabilité spatio-temporelle du coefficient de rétrodiffusion radar au cours du cycle cultural du blé et du tournesol</b>	<b>75</b>
3.1 Introduction . . . . .	75
3.2 Variation temporelle du signal radar pour le jeu de parcelles suivies . . . . .	77

3.3	Utilisation des données satellite et in-situ utilisées pour les études de sensibilité . . . . .	79
3.3.1	Pour l'étude de la sensibilité à l'humidité de surface . . . . .	80
3.3.2	Pour l'étude de la sensibilité au GAI . . . . .	80
3.4	Sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface . . . . .	81
3.4.1	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface . . . . .	82
3.4.2	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité multi-dates d'humidité de surface . . . . .	82
3.4.3	Conclusion . . . . .	90
3.5	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C au GAI . . . . .	91
3.5.1	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale de GAI . . . . .	92
3.5.2	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité multi-dates du GAI . . . . .	92
3.5.3	Conclusion . . . . .	101
3.6	Conclusion . . . . .	102
<b>4</b>	<b>Analyse des dynamiques spatio-temporelles des données infrarouge thermique au cours du cycle cultural du blé et du tournesol</b>	<b>105</b>
4.1	Introduction . . . . .	105
4.2	Définition d'une température relative pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'état hydrique inter-parcellaire pour une même culture . . . . .	106
4.3	Utilisation du profil temporel de températures de surface . . . . .	110
4.4	Méthode du trapèze et intérêt pour la comparaison multi-dates des parcelles . . . . .	111
4.4.1	Proposition d'une méthodologie basée sur le trapèze pour l'utilisation d'une série temporelle . . . . .	113
4.4.2	Mise en place de la méthode du trapèze multi-dates . . . . .	114
4.4.3	Définition du bord-sec et du bord humide . . . . .	115
4.4.4	Calcul d'un indice hydrique à partir du trapèze . . . . .	116
4.5	Caractérisation de la variabilité inter-parcellaire par Inter-classement des parcelles sur la base du RTVDI . . . . .	118
4.6	Discussion sur la construction du trapèze . . . . .	120
4.6.1	Utilisation du GAI plutôt que du NDVI comme indice de végétation . . . . .	120
4.6.2	Définition du wet-edge . . . . .	122
4.6.3	Problématique de l'échantillonnage temporel . . . . .	123
4.7	Conclusion . . . . .	123
<b>5</b>	<b>Utilisation de la variabilité spatiale et temporelle pour la modélisation du bilan d'eau à l'échelle de la parcelle</b>	<b>125</b>
5.1	Introduction . . . . .	125
5.2	Entrées du modèle . . . . .	126
5.2.1	Initialisation du modèle . . . . .	126
5.2.2	Entrées météo . . . . .	127

5.2.3	Description de la végétation . . . . .	128
5.3	Paramètres du modèle . . . . .	128
5.4	Périodes de simulations . . . . .	129
5.5	Simulations sur la parcelle B10 et étude de la sensibilité aux incertitudes . . . . .	130
5.5.1	Validation des simulations à partir des données in-situ . . . . .	130
5.5.2	Modélisation du bilan d'eau et d'énergie sur la parcelle B10 . . . . .	131
5.5.3	Sensibilité aux incertitudes sur les entrées du modèle . . . . .	135
5.6	Modélisation de la variabilité inter-parcelle . . . . .	140
5.6.1	Scénarios de simulation distribuée . . . . .	141
5.6.2	Simulations de référence . . . . .	142
5.6.3	Simulations avec modulation de la profondeur de sol $dp2$ . . . . .	145
5.6.4	Simulations avec modulation du paramètre de conductivité hydraulique a saturation, $ksat$ . . . . .	147
5.6.5	Simulations avec modulation de l'initialisation d'humidité de sol . . . . .	150
5.6.6	Comparaison des classements sur le RTVDI obtenus avec les différents cas de simulation.	153
5.7	Conclusion . . . . .	155
<b>Conclusion générale et perspectives</b>		<b>157</b>
<b>A Résultats complémentaires de l'étude de sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar aux propriétés de la surface</b>		<b>163</b>
A.1	Sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface : compléments	163
A.1.1	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface . . . . .	163
A.2	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C au GAI : compléments . . . . .	166
A.2.1	Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale de GAI	166
<b>B Article soumis à Remote Sensing Letters</b>		<b>171</b>



# Introduction générale

## La ressource en eau

L'eau est présente sur Terre à hauteur d'environ  $1386.10^6 \text{ km}^3$ . La majorité de ce volume, 97,5%, se présente sous la forme d'eau salée. Les 2,5% d'eau douce ne sont cependant pas tous accessibles. Les deux tiers de cette quantité,  $\approx 69\%$ , sont stockés sous forme de glaciers ou dans les calottes polaires. Seulement 1,2% est accessible à la surface, principalement sous forme de glace. L'eau liquide stockée dans la terre, les lacs et les rivières ne correspond qu'à un volume de l'ordre de  $134000 \text{ km}^3$ , soit environ 0.009% du volume total d'eau disponible [Shiklomanov and Rodda, 2004].

## Le cycle de l'eau

L'eau douce disponible n'a pas toujours été dans cet état, elle provient en partie de l'évaporation de l'eau de mer qui retombe sous forme de précipitations. Ce volume d'eau n'est pas immobile, il se déplace et subit des changements d'état. Ce trajet de l'eau douce forme un cycle entre les océans, les surfaces continentales et l'atmosphère appelé cycle de l'eau (Figure 1). Le cycle de l'eau est un terme généralement utilisé pour les surfaces continentales et l'atmosphère, le nombre de processus physiques en jeu étant plus important que dans le cas des océans. Une description plus générale du cycle de l'eau et des processus en jeu peut être trouvée à l'adresse suivante : [water.usgs.gov/edu/watercycle.html](http://water.usgs.gov/edu/watercycle.html).

L'évapotranspiration est un processus essentiel du cycle de l'eau pour les surfaces continentales. Il s'agit de l'ensemble de l'eau retournée à l'atmosphère par l'évaporation des sols ainsi que par la transpiration des plantes et par évaporation sur les surfaces d'eau libre. Une étude du flux d'évapotranspiration au cours des 10 premières années [Rodell et al., 2015] de ce siècle montre que celle-ci représente plus de 50% du volume de précipitations (Figure 2). Cette proportion est observée sur l'ensemble de la planète et montre une variation de moyenne globale au cours de l'année.

La contribution majoritaire de l'évapotranspiration au bilan hydrique s'observe sur la majorité des surfaces émergées, avec des variations de la contribution de l'évapotranspiration suivant les continents. Les contributions relatives de l'évapotranspiration, du ruissellement et du stockage varient au cours de l'année. Cette variation est principalement liée aux variations saisonnières de la demande climatique déterminée au premier ordre par la température et le rayonnement global.

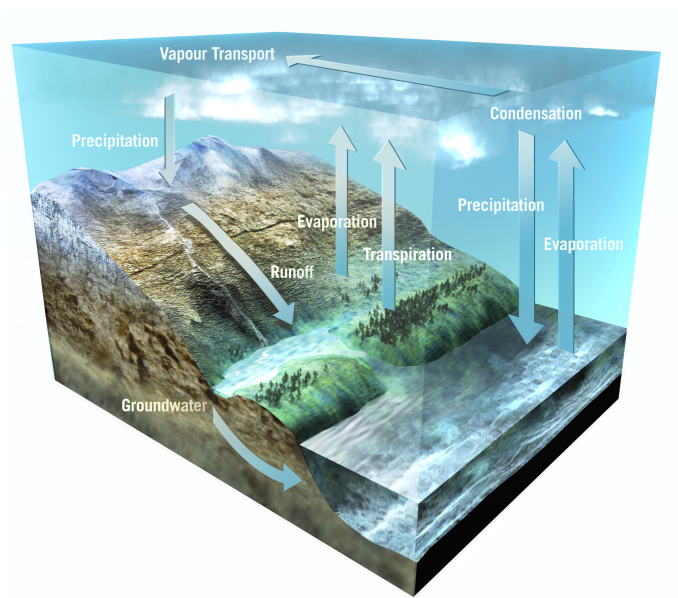


FIGURE 1 – Représentation simplifiée du cycle de l'eau *source : ESA*

## Évapotranspiration et agriculture

Suivant les zones et les périodes, la contribution de l'évaporation des sols ou de la transpiration des plantes à l'évapotranspiration varie, principalement en fonction de l'occupation du sol. Cette variation est particulièrement marquée dans le cas des surfaces agricoles. On observe en effet une variation de l'occupation du sol à une fréquence annuelle ou supérieure.

La transpiration fait partie des processus importants des plantes. Elle varie en fonction de différents facteurs : la disponibilité en eau dans le sol, la capacité d'extraction de la plante, les conditions météorologiques etc. Ce processus permet de réguler la température de la surface pour maintenir les plantes dans une gamme permettant leur développement. La transpiration est contrôlée par l'ouverture stomatique. Quand l'eau disponible vient à manquer, les stomates se ferment. On observe alors une augmentation de la température des plantes ainsi que des dégâts sur ses feuilles, on parle alors de stress hydrique. Une plante stressée va occasionner une perte de rendement pour les cultures agricoles. Ces conséquences peuvent être réversibles, flétrissement, ou irréversibles, altération ou mort cellulaire, dans les cas de stress prolongé.

Le suivi de l'évapotranspiration des couverts agricoles est un des moyens de diagnostic de l'état des cultures. Il peut permettre d'anticiper des baisses de rendements dans le cas de fortes sécheresses et de fournir des critères de décision pour la gestion de l'irrigation. Ce suivi de l'évapotranspiration peut être effectué grâce au suivi de la variabilité spatiale et temporelle de la température de surface.

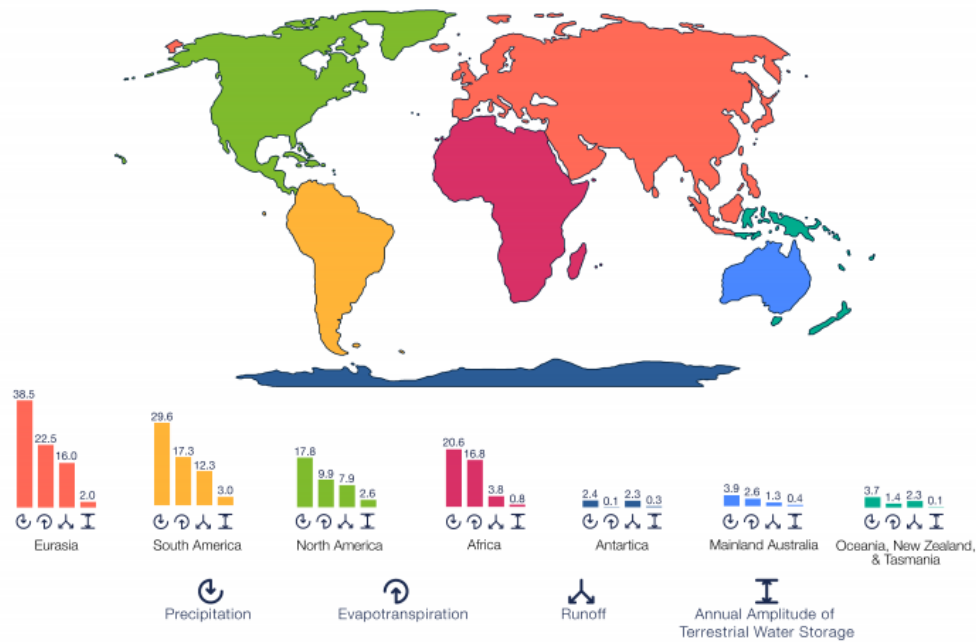


FIGURE 2 – Estimation des précipitations annuelles et de la répartition suivant l'évapotranspiration, l'écoulement et le stockage de l'eau. Les grandeurs sont exprimées en  $10^3 km^3 an^{-1}$  pour les surfaces continentales source : NASA Goddard/Conceptual Image Lab d'après [Rodell et al., 2015]

## Évolution de l'évapotranspiration dans le cadre du changement climatique

### Contexte global

Les rapports de synthèse du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) synthétisent les connaissances sur le changement climatique. L'impact du changement climatique sur les populations et l'économie est aussi évaluée par le groupe [Field et al., 2014, Field, 2014]. Si le changement climatique est un événement global, nous ne nous intéressons qu'aux conclusions pour l'Europe dans cette partie.

Les observations en Europe montrent une augmentation de la température moyenne de l'air, de  $0,89\text{ }^{\circ}\text{C}$  sur la période 1901-2012, avec une variation régionale et saisonnière. Le réchauffement observé est le plus marqué en Scandinavie pendant l'hiver, avec une augmentation de  $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  sur la première décennie du 21<sup>e</sup> siècle par rapport à la moyenne sur la période 1850-1899. En Espagne, le réchauffement a principalement eu lieu en été. Les événements extrêmes associés aux hautes températures sont plus fréquents par rapport à ceux associés aux basses températures. Une variation du régime de précipitations a aussi été observée, avec une augmentation dans le Nord de l'Europe et une baisse dans le sud [Haylock et al., 2008].

Les projections climatiques s'accordent pour les différents scénarios d'émission : le réchauffement sera plus important en été pour le sud de l'Europe et en hiver pour le nord. Le climat simulé en Europe sera fortement différent dans les prochaines décennies, même dans le cas où le réchauffement est limité à 2 °C de manière globale. Les tendances sont moins marquées pour les régimes de précipitations, il est néanmoins attendu une baisse des précipitations dans le sud de l'Europe et une augmentation dans le Nord.

Les projections montrent aussi une tendance à l'augmentation des phénomènes extrêmes, particulièrement les vagues de chaleur, les sécheresses ainsi que les fortes précipitations [Beniston et al., 2007]. La fréquence et l'intensité de ces phénomènes de chaleur extrêmes doit augmenter de manière importante.

Ces évolutions auront plusieurs conséquences sur la production agricole. Les surfaces agricoles représentent 35% de la surface totale en Europe de l'ouest [Rounsevell et al., 2006]. Les extrêmes climatiques vont réduire la production agricole. Par exemple, une perte de rendement de 40% a été observée sur la Péninsule Ibérique pendant la sécheresse de l'année 2004/2005. En France, les augmentations de rendement du blé apparaissent limitées par des raisons climatiques [Brisson et al., 2010]. Les projections tendent vers de fortes pertes de rendement pour le sud de l'Europe avec un risque important pour les cultures d'été non irriguées. Pour l'Europe de l'Ouest le stress thermique pourrait occasionner de fortes baisses de rendement.

Le changement climatique va aussi modifier l'hydrologie des bassins versants. ceux-ci seront soumis à des sécheresses plus fortes et plus fréquentes. Même dans les zones pour lesquelles les précipitations vont augmenter, les sécheresses seront plus fréquentes du fait de l'augmentation de l'évapotranspiration [Wong et al., 2011].

Pour l'agriculture, qui consomme 24% de la ressource en eau au niveau continental, avec des zones pour lesquelles elle atteint 80%, les projections tendent vers une augmentation des difficultés d'accès à la ressource en eau. La mitigation des phénomènes extrêmes passera par la mise en place de nouvelles politiques de gestion de l'eau, principalement dans le sud de l'Europe.

## Contexte national

Au niveau français, le projet Climator [Brisson and Levrault, 2010], porté par l'INRA, avait pour but de mettre en place un cadre d'analyse des conséquences du changement climatique pour les problématiques agricoles. Ce projet a couplé une modélisation climatique à l'échelle régionale sur la France à une modélisation agronomique des cultures.

Les simulations climatiques sont réalisées en suivant les 3 scénarios d'émission du SRES (Rapport Spécial sur les Scénarios d'Emission) [Nakicenovic et al., 2000] : A1 B, B1 et A2. Elles permettent d'examiner les projections climatiques sur le territoire métropolitain et outre-mer à deux échelles de temps : un futur proche (de 2020 à 2049) et un futur lointain (de 2070 à 2099).

Les simulations climatiques mettent en avant des résultats similaires à ceux observés pour l'Europe. Les



projections climatiques pour le futur proche (2050) convergent vers un réchauffement important, de l'ordre de 1,6 °C sur l'ensemble de la France. Les précipitations montrent une diminution générale, mais plus marquée pour le sud-ouest. Pour l'ensemble il est attendu une forte baisse de la différence entre précipitation et évapotranspiration potentielle. A plus long terme, les tendances observées dans le cas du futur proche se maintiennent et leur intensité augmente. Le réchauffement serait de l'ordre de 3 °C. Une baisse généralisée des précipitations est attendue, celle ci sera très marquée dans le sud-ouest de la France en particulier, avec une diminution de l'ordre de 30 à 40%. L'importante baisse de précipitation fait que la différence entre précipitation et évapotranspiration serait négative pour l'ensemble du territoire.

L'étude pour les cultures se base principalement sur le concept de confort hydrique. C'est à dire le rapport entre régime d'évapotranspiration réel et le régime maximal. Pour les cultures de blé et de tournesol dans le sud-ouest, il a été identifié que 60 à 80 % de la variabilité de rendement pourrait être liée à des variations du confort hydrique. Le tournesol, qui est une culture pluviale d'été subira une contrainte hydrique plus forte dans les zones de culture habituelles : sud-est et sud-ouest.

## **Le cas du bassin Adour-Garonne**

Les résultats obtenus dans le cadre du projet climator identifient la région du bassin versant Adour-Garonne (Figure 3) comme une des zones les plus à risque face au changement climatique et à la variation des précipitations, les simulations climatique montrent la plus forte baisse du cumul des précipitations pour le Sud-Ouest. Cette région est déjà considérée comme structurellement fragile vis à vis de la ressource en eau. Les contraintes sur la ressource en eau dans la zone sont déjà fortes, avec un déficit de la ressource de l'ordre de 200-250 millions de  $m^3/an$  d'après le plan d'adaptation au changement climatique du bassin Adour-Garonne. L'agriculture représente aujourd'hui 41 % des prélèvements.

Les réponses aux problématiques du changement climatique et principalement à la hausse de l'évapotranspiration portent généralement sur une augmentation de la part de la surface agricole irriguée. Cette possibilité est fortement limitée dans le cas du bassin Adour-Garonne, la ressource en eau est déjà fortement utilisée. Le changement de régime de précipitations aura aussi pour conséquence une baisse du débit des cours d'eau. L'utilisation d'une irrigation généralisée n'apparaît pas possible à l'échelle du bassin versant.

Pour mitiger les modifications des conditions hydriques en lien avec le changement climatique, de nouveaux modèles de gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant seront nécessaires. Des outils de diagnostic sont d'ores et déjà requis pour informer les décisions à prendre. Parmi ces outils, l'utilisation de la télédétection et de la modélisation du fonctionnement de la surface pour estimer l'évapotranspiration et ainsi le déficit hydrique fait partie des solutions de diagnostic et de suivi privilégiées.

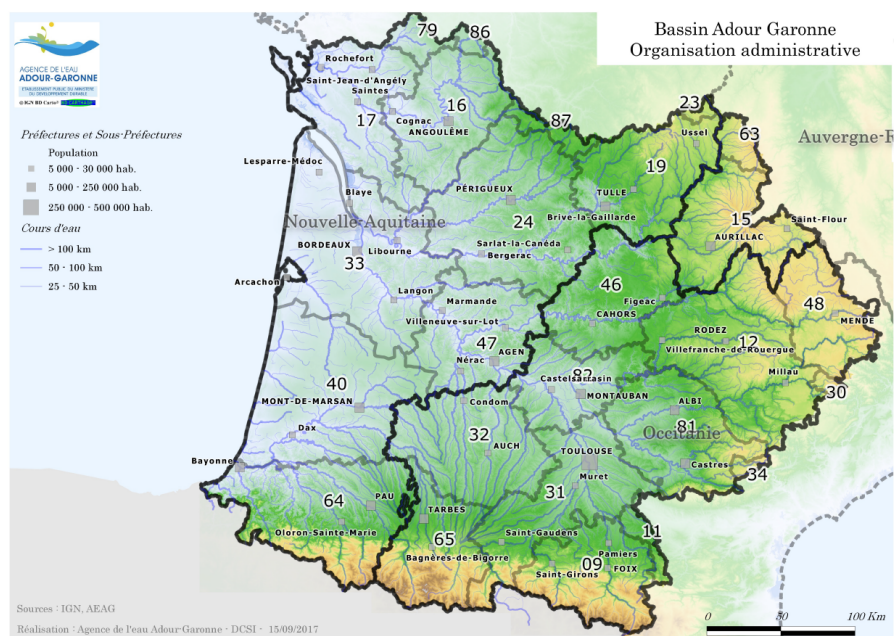


FIGURE 3 – Périmètre du bassin versant Adour Garonne *source : Agence de l'eau Adour Garonne*

## Agriculture et télédétection

L'utilisation des données de télédétection pour des problématiques agricoles présente un fort intérêt. L'importante couverture spatiale et la revisite régulière permet d'envisager un suivi de l'état des surfaces agricoles au cours des cycles culturels de chaque couvert. L'apparition de capteurs à haute résolution a permis d'envisager le suivi des propriétés à l'échelle de la parcelle. Les propriétés d'intérêt sont nombreuses. Les réponses spectrales spécifiques de chaque type de culture voire de variété peuvent être utilisées pour des problématiques de classification, c'est à dire l'identification du type de couvert avec ou sans information initiale. D'autres axes de recherche se focalisent sur l'estimation de paramètres biophysiques des cultures, comme la surface foliaire, la couverture végétale, les stades phénologiques etc. Enfin l'étude des processus comme la photosynthèse, le bilan d'eau ou l'estimation de rendement utilisent des données de télédétection.

Si les premières applications faisaient usage de données de télédétection visible, l'accès à différents domaines de longueur d'onde, comme l'infrarouge thermique (IRT) et les hyperfréquences permet d'observer les propriétés de la surface d'une autre façon. Leur utilisation permet d'estimer différentes propriétés ou d'autres processus de la surface. Les données de télédétection infrarouge thermique permettent d'estimer des taux d'évaporation ou d'évapotranspiration et d'indiquer si une culture présente un stress hydrique. Les hyperfréquences, qui peuvent être utilisées de manière active ou passive, permettent de renseigner l'humidité de la surface ainsi que les stades de développement de la végétation.

## Problématique de la thèse

La mise en place d’une nouvelle génération de satellites, avec LANDSAT 8 et le programme Sentinel, ainsi que la mise à disposition de l’ensemble des données de télédétection acquises par ces plateformes ouvre de nouvelles perspectives pour l’utilisation de la télédétection au service de l’estimation du bilan d’eau. Cette nouvelle génération d’instruments embarqués assure un flux de données à haute résolution spatiale et haute répétitivité et couvre les trois principaux domaines de longueur d’onde utilisés en télédétection. Ceci crée l’opportunité d’utiliser une information à l’échelle de la parcelle pour informer et suivre les processus physiques liés à l’évapotranspiration.

L’augmentation de la quantité de données de télédétection acquises a aussi une influence sur les problématiques de modélisation de la surface. Dans le cas des modèles de transfert Sol-Végétation-Atmosphère, deux types d’approches peuvent classiquement être distinguées [Crow et al., 2005] : les modèles RS-SVAT qui utilisent des données de télédétection directement en entrée et les modèles WEB-SVAT (pour Water and Energy Balance) pour lesquels les données de télédétection sont utilisées à des fins d’assimilation dans un modèle de bilan d’eau et d’énergie. Avec l’augmentation du nombre d’images disponibles, la frontière entre ces deux familles devient plus ténue et l’utilisation des données de télédétection dans le cas des modèles WEB-SVAT à des fins autres que d’assimilation au sens classique du terme doit être étudiée.

L’acquisition de données dans les trois domaines de longueur d’onde en routine crée ainsi une nouvelle opportunité d’utilisation des données de télédétection. Nous disposons maintenant d’une information à haute résolution dans chacun des domaines, avec une couverture mondiale et un temps de revisite inférieur au mois. Si les différents domaines spectraux n’informent pas sur les mêmes propriétés de surface, leur utilisation combinée peut permettre de mieux décrire la surface. Cette approche combinée a souvent été étudiée dans le cas visible-thermique ou visible-radar. Peu d’études se sont cependant intéressées aux complémentarités possibles entre le visible, le thermique et le radar à haute résolution temporelle et spatiale pour le suivi à l’échelle de la parcelle.

L’objectif de la thèse est d’étudier le potentiel d’une utilisation complémentaire de données de télédétection issues des trois grands domaines de longueur d’onde (visible, infrarouge thermique et radar) pour informer la variabilité entre parcelles agricoles d’une même zone dans le cadre d’une modélisation du bilan d’eau et d’énergie de la surface, l’enjeu étant un suivi fin des variabilités inter-parcellaires en vue d’une adaptation de la gestion des cultures et de l’utilisation des surface.

L’étude porte sur les parcelles de deux cultures majoritaires : le blé et le tournesol, dans la zone du chantier Sud-Ouest du CESBIO. Le sud-ouest de la France est une grande région agricole, l’Occitanie représente avec 37% de la SAU (Surface Agricole Utile) totale de blé dur et 38% de la SAU de tournesol en France. Il s’agit d’une zone présentant déjà un déficit hydrique important et pour laquelle le changement climatique exacerbera le problème.

L’approche choisie est celle d’une utilisation des données de télédétection multi-spectrales, en termes de domaines de longueur d’onde, pour informer la variabilité d’état hydrique et d’états de surface entre parcelles

d'une même culture. Ces variabilités seront exploitées avec le modèle SETHyS, un modèle TSVA (Transfert entre le Sol, la Végétation et l'Atmosphère) de bilan d'eau et d'énergie. Les paramètres du modèle ou son initialisation seront distribués en utilisant les comportements observés avec les données de télédétection. L'approche prise est spatio-temporelle, c'est à dire que l'on s'intéresse à la variabilité spatiale instantanée ainsi qu'à l'évolution temporelle de cette variabilité.

L'étude porte sur l'utilisation de données de télédétection radar bande-C, infrarouge thermique et visible, au cours de l'année 2010. Les cultures sont suivies pendant la majorité de leur cycle cultural. Cette approche temporelle implique de fortes précautions sur l'utilisation des données de télédétection. En effet, le développement de la culture fait que la sensibilité des observables de télédétection aux propriétés de la surface va évoluer au cours du temps. Cette évolution doit être caractérisée afin d'identifier les périodes de sensibilité à chacune des propriétés de la surface, sol ou végétation.

Les questions abordées dans l'étude sont les mêmes pour l'infrarouge thermique et le radar. L'objectif est de détecter une variabilité de comportement, sur l'observable de télédétection ou son évolution, entre parcelles. Si une variabilité est observable, nous cherchons à l'associer à une variabilité sur les propriétés de surface et ainsi informer cette dernière. La modélisation sera ensuite utilisée pour expliquer et relier la variabilité des propriétés de surface à une paramétrisation du sol. Ce dernier outil est indispensable pour expliquer les variabilités et surtout pour répondre aux problématiques d'équi-finalité pouvant apparaître.

Pour le radar, la sensibilité à l'humidité de surface à un indicateur de surface des éléments végétaux, le GAI (Green Area Index) est étudiée. Nous cherchons à déterminer si il est possible d'identifier une variabilité inter-parcelles pour une date d'acquisition donnée. La série temporelle d'acquisitions radar sera elle utilisée pour étudier l'évolution de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar au cours du cycle cultural. Pour l'étude présentée, nous utilisons les 4 polarisations disponibles ainsi que deux rapports de polarisation. La réponse en polarisation pouvant varier suivant la structure du couvert.

Les données de télédétection infrarouge thermique fournissent une information de température de surface. Cette grandeur est au cœur du bilan radiatif et thermique de la surface, lequel est lié au bilan d'eau. Sa connaissance à l'échelle d'un bassin versant permet d'identifier des variations dans le bilan d'eau des surfaces de ce dernier. La mesure de température de surface ne correspond cependant pas uniquement à une mesure de température de couvert, on mesure un mélange des contributions de la végétation et du sol à la température radiative. Les différentes parcelles étudiées peuvent cependant présenter un développement variable, qui limite la capacité de comparaison des différentes parcelles sur la base d'une information ponctuelle. La partie consacrée aux données infrarouge thermique se focalise sur la mise en place d'une méthode de normalisation permettant la comparaison des données de télédétection pour chaque parcelle de manière spatiale et temporelle.

L'association de la télédétection et de la modélisation constitue un outil très puissant pour la compréhension des processus de la surface. En effet, l'outil modèle permet de relier les grandeurs de télédétection aux processus de la surface. La paramétrisation du modèle de manière distribuée sur la zone d'étude peut ainsi

permettre de reproduire la variabilité observée. Le modèle permet aussi de tester l'influence des différents paramètres et de fournir des pistes de résolution dans des cas d'équi-finalité. Si la paramétrisation du modèle peut être étalonnée pour une zone géographique d'apprentissage, nous adoptons ici une approche directe, qui vise à reproduire les variabilités observées avec les données de télédétection. Cette approche se base sur l'utilisation des variabilités observées dans les trois domaines de longueur d'onde sur la base d'images réelles afin d'identifier des groupes de parcelles au comportement proche et à ajuster les jeux de paramètres liés aux déterminants du paysage pour chaque groupe ou comportement identifié.

## Organisation du manuscrit

Le manuscrit s'organise de la façon suivante :

Chapitre 1 Ce chapitre présente les bases physiques utilisées dans cette étude. Il regroupe la description de l'évapotranspiration ainsi que ses définitions. La physique de la mesure associée aux trois domaines de télédétection d'intérêt est aussi présentée de manière à identifier la sensibilité de chaque type de mesures aux propriétés de la surface.

Chapitre 2 Ce chapitre décrit l'ensemble des données utilisées pour l'étude. Il résume la campagne MCM'10 qui sert de base de données d'origine et décrit les ajouts apportés à cette base de données. Les conditions météo observées au cours de l'année 2010 sont aussi décrites.

Chapitre 3 Ce chapitre se focalise sur l'étude de sensibilité des données radar bande-C aux propriétés de la surface : humidité de surface et développement de la végétation. L'étude est réalisée à l'échelle de la parcelle. La variabilité est étudiée de façon spatiale, entre parcelles, et multi-dates, entre les différentes dates d'acquisition.

Chapitre 4 Le chapitre 4 porte sur l'utilisation des données infrarouge thermique pour l'étude de la variabilité des régimes d'évapotranspiration entre les différentes parcelles et au cours du cycle cultural. Il présente la mise en place d'un référentiel commun basé sur la méthode du trapèze afin de pouvoir comparer différentes acquisitions ainsi que différentes parcelles avec un développement variable.

Chapitre 5 Le dernier chapitre se focalise sur l'utilisation de la modélisation du bilan d'eau et d'énergie pour reproduire la variabilité observée dans le chapitre 4. La paramétrisation du modèle est dans un premier temps évaluée face aux mesures de la parcelle instrumentée du CESBIO. Le modèle est ensuite utilisé de façon directe en modulant les paramètres de sol pour identifier les paramètres les plus sensibles.



# Chapitre 1

## Télédétection et évapotranspiration, bases physiques

Les travaux présentés dans ce manuscrit portent sur l'utilisation d'images de télédétection dans trois domaines de longueur d'onde pour informer un modèle de bilan d'eau et d'énergie afin d'étudier la variabilité de l'évapotranspiration sur des parcelles de blé et de tournesol. Ce premier chapitre pose les bases des principes physiques utilisés pour la télédétection et pour la description de l'évapotranspiration.

Dans un premier temps nous intéressons à la télédétection satellite, quels sont les intérêts d'utiliser ce type d'instrument et plateformes, ainsi que les limitations généralement associées. Nous présenterons le principe de fonctionnement des instruments dans les trois domaines de longueur d'onde d'intérêt : visible, infrarouge thermique et hyperfréquences. Cette partie permet d'identifier les sensibilités propres à chaque domaine et l'information qui peut être apportée par leur utilisation. Les limites et difficultés associées de chacun des domaines seront présentées. Certaines sont généralement corrigées avant l'exploitation des images tandis que d'autres sont inhérentes à la méthode. L'utilisateur doit donc être conscient de ces limitations.

La seconde partie porte sur l'évapotranspiration et sa description. Nous détaillerons les différentes évapotranspirations qu'il est possible de définir et l'utilisation qui peut être faite de chacune. Nous détaillerons ensuite le rôle de l'évapotranspiration dans le bilan d'eau. Ce dernier est généralement déterminé en utilisant un modèle de bilan d'énergie.

### 1.1 Apport de la télédétection pour la description de la surface

#### 1.1.1 Principe de la télédétection

La télédétection peut être définie comme l'acquisition d'information sur un objet sans être en contact avec celui-ci. Cette information prend généralement la forme d'une mesure physique des propriétés de l'objet ou des interactions de ce dernier avec son environnement. Cette définition est extrêmement large dans laquelle il

est possible d'introduire les sens de l'ouïe, de la vue, de l'odorat ainsi que de nombreux instruments comme les caméras, les micros etc.

Dans le contexte scientifique, le terme télédétection est généralement associé aux mesures effectuées dans le spectre électromagnétique. La mesure effectuée correspond aux propriétés du champ électromagnétique qui interagit avec l'objet d'étude. La télédétection moderne peut être associée à l'invention de la photographie. A partir de ces dernières il a été possible d'effectuer des relevés et des suivis des propriétés des objets d'étude.

Le développement de la technologie a permis de disposer de capteurs de plus en plus nombreux et couvrant les 3 différents domaines de longueur d'onde. L'utilisation de plateformes satellites pour embarquer des instruments de télédétection a autorisé les recherches s'appuyant sur ces méthodes à prendre une envergure nouvelle. La télédétection satellite permet en effet une couverture globale avec une revisite régulière. L'instrument peut alors effectuer des acquisitions de manière systématique et ainsi étudier les variations des propriétés de la surface, continental ou océanique, et de l'atmosphère sur une longue période.

## Fenêtres atmosphériques

Les méthodes de télédétection spatiale sont limitées à certaines zones du spectre électromagnétique. Il s'agit des domaines spectraux dans lesquels l'absorption par l'atmosphère est suffisamment faible pour que l'onde atteigne l'instrument. Ces zones sont appelées fenêtres atmosphériques (Figure 1.1). Les fenêtres atmosphériques les plus couramment utilisées sont celles du visible et du proche infrarouge, de l'infrarouge thermique (IRT) et des hyperfréquences.

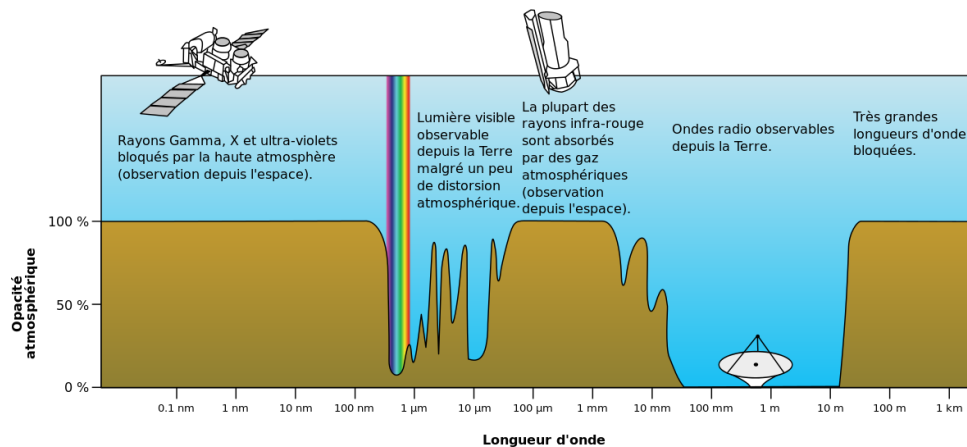


FIGURE 1.1 – Fenêtres atmosphériques *Source : Wikipédia*



## **Télédétection active et passive**

Les méthodes de télédétection peuvent être différenciées suivant leur caractère actif ou passif. Dans le cas d’une mesure active, l’instrument émet un rayonnement aux propriétés connues et mesure le signal en retour. Ce type de fonctionnement se retrouve de manière générale sur les instruments travaillant dans le domaine des hyperfréquences comme les radars. L’utilisation de méthodes de télédétection active dans le domaine visible est plus limitée dans le cas d’instruments embarqués sur des plateformes satellites, on peut néanmoins citer le lancement récent du système lidar ALADIN dans le cadre de la mission aéolus [Nett and Endemann, 2004]. Dans le cas d’une mesure passive, l’instrument n’est qu’un capteur. Ce qui signifie que la source du rayonnement mesuré est extérieure. Le soleil dans le cas de la télédétection visible et la surface observée elle même dans le cas de la télédétection infrarouge thermique.

De manière générale, les instruments de télédétection active offrent une plus grande souplesse d’utilisation. Ils peuvent par exemple effectuer des acquisitions de nuit, ce qui n’est pas possible pour les instruments passifs travaillant dans le visible. Le rayonnement incident peut aussi être contrôlé, en phase et en amplitude, ce qui peut faciliter la détection du signal en retour. Le risque de panne est cependant plus faible dans le cas des instruments passifs, car la source de rayonnement utilisée est pérenne, il s’agit généralement du soleil. Tandis que dans le cas de la télédétection active une panne de l’émetteur ou du récepteur peut rendre l’instrument hors d’usage, comme dans le cas de la mission SMAP.

## **Résolution spatiale et temporelle**

L’utilisation de plateformes satellites permet une couverture spatiale pouvant être globale avec un temps de revisite variable suivant les plateformes. Les caractéristiques de l’acquisition, résolution spatiale et temporelle, ne sont pas entièrement indépendantes. La résolution spatiale et la résolution temporelle sont liées de manière inverse. Une plateforme portant un instrument travaillant à haute résolution présentera un temps de revisite élevé, et inversement. Le compromis entre ces deux paramètres dépend du contexte scientifique dans lequel les données seront utilisées.

Les cas de LANDSAT-8 et Météosat peuvent être placés aux deux extrémités du spectre. Dans le premier cas, on dispose d’acquisitions à haute résolution spatiale avec un temps de revisite de l’ordre de 16 jours. Dans le seconde, la résolution est bien plus faible, 4 *km* à l’équateur, mais les acquisitions sont effectuées toutes les 15 minutes. Le cas des satellites Sentinel 1 et 2 est intéressant pour cette problématique. Si chaque satellite possède des caractéristiques proches de celles de LANDSAT-8, chaque satellite dispose d’un jumeau, qui effectue une acquisition avec un décalage d’une demi revisite. Le temps de revisite est ainsi ramené à une période de 3 à 5 jours.

## **Traitement des données de télédétection**

Les données collectées par les instruments de télédétection ne sont pas utilisables directement. Elles subissent différents traitements pour passer des données numériques en sortie du capteur vers la grandeur

usuelle. Les différents traitements sont appelés niveau. La caractéristique précise de chaque niveau dépend des gestionnaires de données. Une description de la signification des différents niveaux de traitement peut être trouvée à l'adresse suivante : [www.cesbio.ups-tlse.fr/multitemp/?p=2766](http://www.cesbio.ups-tlse.fr/multitemp/?p=2766).

Les trois premiers niveaux de traitement peuvent être résumés ainsi :

- Le niveau 0 correspond aux données brutes en sortie du capteur. Elles sont généralement exprimées sous la forme d'un nombre (en anglais Digital Number ou DN) issu de la conversion analogique-numérique du signal mesuré.
- Le niveau 1, est l'image obtenue après étalonnage des données suivant les caractéristiques du capteur. Une image traitée à ce niveau va fournir la grandeur utilisée pour le domaine spectral d'intérêt.
- Le niveau 2 correspond aux corrections supplémentaires appliquées à l'image en fonction des conditions d'observation. L'objectif de cette seconde étape est généralement de corriger radiométriquement l'image en fonction des propriétés du sol et de l'atmosphère. C'est aussi généralement à ce niveau qu'un masque de nuage est déterminé.

Pour les études présentées dans la suite du manuscrit nous utilisons des données de niveau 2 ou des produits obtenus à partir de ces données.

### 1.1.2 Télédétection visible

La télédétection visible est la méthode la plus utilisée pour l'observation de la surface. Il s'agit du domaine pour lequel on dispose du plus grand nombre de capteurs ainsi que les séries temporelles les plus longues. Le domaine visible correspond à la zone d'illumination maximale par le soleil. Le domaine de télédétection visible est plus étendu que le domaine de la vision humaine, il inclue aussi le bas du spectre infrarouge, on parle alors de VNIR, pour Visible and Near InfraRed.

#### Principe de la mesure

La télédétection visible se base sur la détermination de la réflectance de la surface. L'instrument mesure le flux lumineux réfléchi par la surface (Figure 1.2). La source de rayonnement est le soleil, ce domaine de télédétection n'est donc utilisé que pour effectuer des mesures le jour. Il est aussi sensible à la couverture nuageuse.

La spécificité des instruments travaillant dans le domaine visible est l'utilisation d'un nombre important de bandes spectrales (Tableau 1.2). Une bande spectrale est une portion du domaine spectral sur laquelle on effectue une mesure. De manière générale, les capteurs photographiques sont sensibles à trois bandes spectrales : rouge, vert, bleu, grâce à l'utilisation d'un filtre de Bayer. Les instruments de télédétection disposent d'un nombre plus important de bandes spectrales, au minimum une bande en proche infrarouge. Certains disposent aussi d'une bande panchromatique, il s'agit d'une bande spectrale large, qui permet d'atteindre de meilleures résolutions spatiales. Les bandes spectrales utilisées dans les instruments (Figure 1.3 & 1.4) sont généralement centrées autour de caractéristiques principales de la surface, elles évitent aussi les bandes d'absorption de l'atmosphère

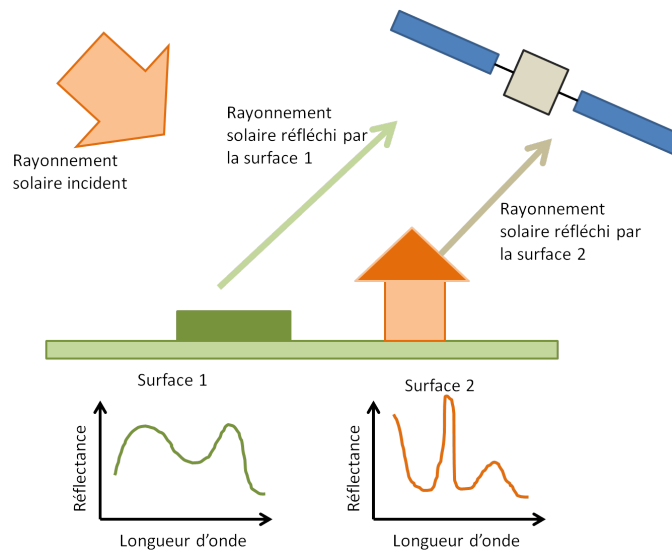


FIGURE 1.2 – Schéma de principe de la télédétection visible

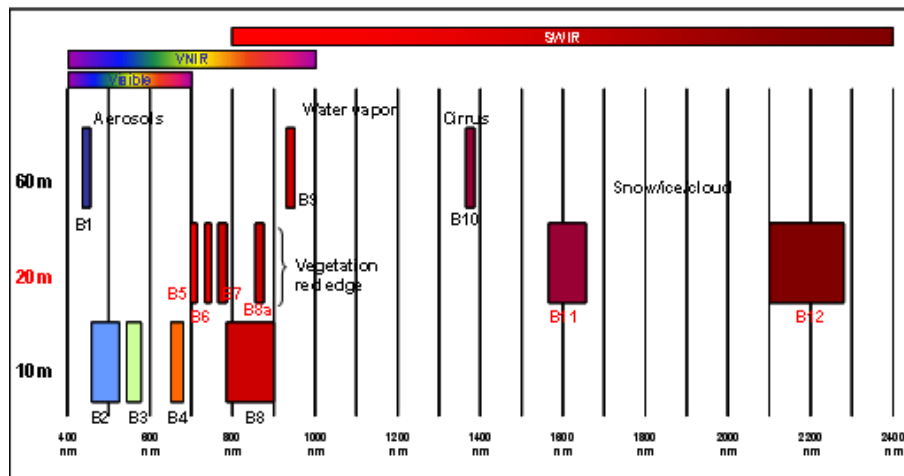


FIGURE 1.3 – Bandes spectrales utilisées par Sentinel 2

Les images de télédétection peuvent être utilisées directement par l'utilisateur, on parle alors de photo interprétation. Cette approche est généralement utilisée pour caractériser des évolutions importantes des états de surface, comme la déforestation. Ces méthodes sont néanmoins limitées par l'expérience de l'utilisateur, lequel n'est pas forcément en capacité de distinguer des valeurs d'intensité proche.

Les données sont plus généralement traitées de manière informatique. Ceci simplifie l'utilisation des différentes bandes spectrales accessibles et ouvre la possibilité d'utiliser des combinaisons de bandes pour caractériser l'évolution de la surface. Il peut s'agir de simples rapports entre bandes, jusqu'à des méthodes

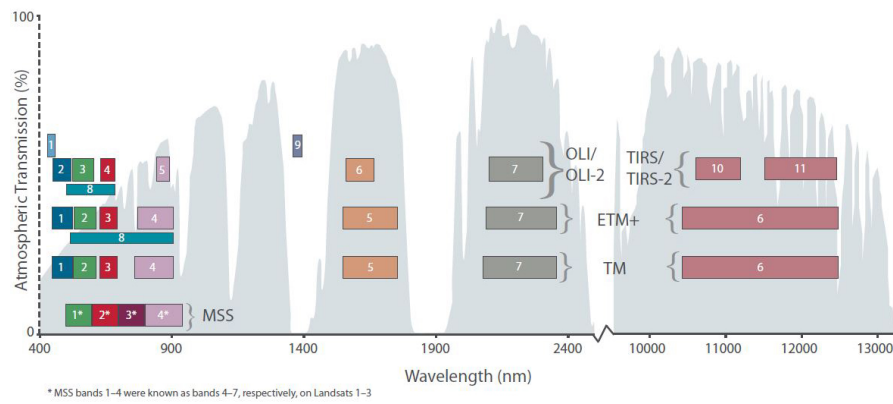


FIGURE 1.4 – Bandes spectrales utilisées par les différents satellites LANDSAT *source : USGS*

complexes de classification qui utilisent un nombre important de bandes spectrales.

## Sensibilité aux paramètres de la surface

Dans le cas spécifique de la végétation, la caractéristique spectrale principalement utilisée est le red-edge. Il s'agit d'une forte augmentation de la réflectance entre le rouge ( $\approx 700 \text{ nm}$ ) et le proche infrarouge. Cette variation est caractéristique des pigments photosynthétiques présents dans les feuilles. La forte valeur de réflectance dans le proche infrarouge, ainsi que la variation entre les réflectances dans le rouge et l'infrarouge, est une signature typique de la végétation (Figure 1.5).

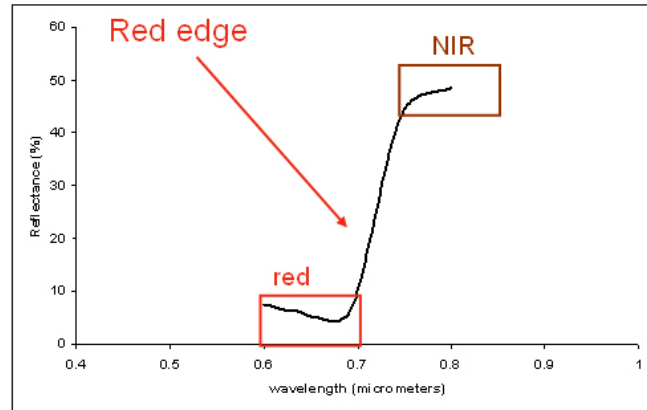


FIGURE 1.5 – Propriétés de réflectance de la végétation à l'origine du red-edge *source : [www.eumetrain.org/](http://www.eumetrain.org/)*

La différence de réflectance au niveau du red-edge présente aussi l'intérêt de varier suivant les conditions. Une période de stress hydrique prononcée va augmenter la valeur de la réflectance dans le rouge (Figure 1.6). De manière générale la plante est moins verte. Ce changement s'observe aussi pendant la sénescence. L'observation de cette partie du spectre peut donc fournir de nombreuses informations sur l'état de la végétation.

### 1.1.3 Télédétection infrarouge thermique

La télédétection infrarouge thermique diffère de la télédétection visible par l'origine du rayonnement. Dans le cas du visible il s'agit du soleil, et l'objet observé est une source secondaire. Dans le cas de l'infrarouge thermique l'objet observé est la source primaire de rayonnement. Les lois décrivant le rayonnement sont celle du corps noir.

#### Principe de la mesure : rayonnement du corps noir

La théorie du rayonnement se base sur le corps noir. Il s'agit d'un corps théorique dont l'absorbance est égale à l'unité sur l'ensemble du spectre électromagnétique. Les lois du rayonnement lient la température de l'objet aux caractéristiques du rayonnement qu'ils produisent. Pour un corps noir à la température  $T$ , exprimée en Kelvin, la rayonnement issu du corps est défini par la loi de Planck (Équation 1.1).

Satellite (Lance- ment)	Instrument	Bandes spectrales		Résolution	Temps de revisite	Largueur de fauchée/Taille d'une image
SPOT 4 (1998)	HR vis	PAN B1 B2 B3 B4	$0,51 - 0,73 \mu m$ $0,50 - 0,59 \mu m$ $0,61 - 0,68 \mu m$ $0,78 - 0,89 \mu m$ $1,58 - 1,75 \mu m$	$10 m$ $20 m$ $20 m$ $20 m$ $20 m$	26 jours	$60 km$
SPOT 5 (2002)	HRG	PAN B1 B2 B3 B4	$0,48 - 0,71 \mu m$ $0,50 - 0,59 \mu m$ $0,61 - 0,68 \mu m$ $0,78 - 0,89 \mu m$ $1,58 - 1,75 \mu m$	$2,5 \text{ à } 5 m$ $10 m$ $10 m$ $10 m$ $20 m$	26 jours	$60 km$
Formosat 2 (2004)	RSI	PAN B1 B2 B3 B4	$0,45 - 0,90 \mu m$ $0,45 - 0,52 \mu m$ $0,52 - 0,60 \mu m$ $0,63 - 0,69 \mu m$ $0,76 - 0,90 \mu m$	$2 m$ $8 m$ $8 m$ $8 m$ $8 m$	1 jour	$24 \times 24 km$
LANDSAT 5 (1984)	TM	B1 B2 B3 B4 B5 B7	$0,45 - 0,52 \mu m$ $0,52 - 0,60 \mu m$ $0,63 - 0,69 \mu m$ $0,77 - 0,90 \mu m$ $1,55 - 1,75 \mu m$ $2,08 - 2,35 \mu m$	$30 m$	16 jours	$170 \times 185 km$
LANDSAT 7 (1999)	TEM+	B1 B2 B3 B4 B5 B7 B8 (PAN)	$0,45 - 0,52 \mu m$ $0,52 - 0,60 \mu m$ $0,63 - 0,69 \mu m$ $0,77 - 0,90 \mu m$ $1,55 - 1,75 \mu m$ $2,09 - 2,35 \mu m$ $0,52 - 0,90 \mu m$	$30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $15 m$	16 jours	$170 \times 185 km$
Sentinel 2 (A) (2015)	MSI	B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 B9 B10 B11 B12	$442,7 nm (21 nm)$ $492,4 nm (66 nm)$ $559,8 nm (36 nm)$ $664,6 nm (31 nm)$ $704,1 nm (15 nm)$ $740,5 nm (15 nm)$ $782,8 nm (20 nm)$ $832,8 nm (106 nm)$ $945,1 nm (20 nm)$ $1373,5 nm (31 nm)$ $1613,7 nm (91 nm)$ $2202,4 nm (175 nm)$	$60 m$ $10 m$ $10 m$ $10 m$ $20 m$ $20 m$ $20 m$ $10 m$ $60 m$ $60 m$ $20 m$ $20 m$	10 jours	$290 km$
LANDSAT 8 (2013)	OLI	B1 B2 B3 B4 B5 B6 B7 B8 (PAN) B9	$0,43 - 0,45 \mu m$ $0,45 - 0,51 \mu m$ $0,53 - 0,59 \mu m$ $0,63 - 0,67 \mu m$ $0,85 - 0,88 \mu m$ $1,57 - 1,65 \mu m$ $2,11 - 2,29 \mu m$ $0,50 - 0,68 \mu m$ $1,36 - 1,38 \mu m$	$30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $30 m$ $15 m$ $30 m$	16 jours	$170 \times 185 km$

26  
Tableau 1.2 – Caractéristique de plusieurs satellites visible haute résolution

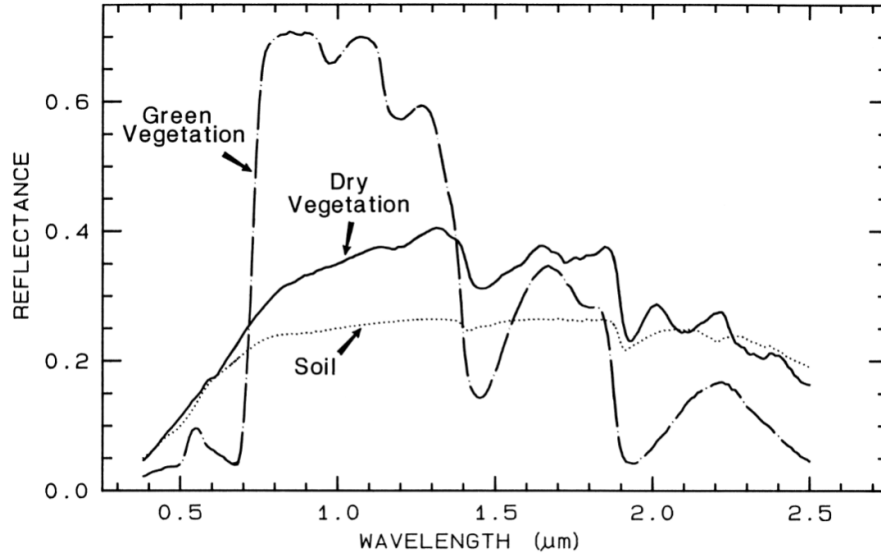


FIGURE 1.6 – Variation de la réflectance spectrale pour une plante verte et une plante sèche *source : [Clark, 1999]*

$$\frac{dL_e}{d\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left( \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right)} \quad (1.1)$$

Avec :

- $\frac{dL_e}{d\lambda}$  l'émittance spectrale issue du corps noir (en  $Wm^{-2}sr^{-1}m^{-1}$ )
- $h$  La constante de Planck ( $h = 6,63 \cdot 10^{-34} Js^{-1}$ )
- $c$  La célérité de la lumière dans le vide ( $c \approx 3 \cdot 10^8 ms^{-1}$ )
- $k$  La constante de Boltzmann ( $k = 1,38 \cdot 10^{-8} JK^{-1}$ )
- $\lambda$  La longueur d'onde d'intérêt (en  $m$ )
- $T$  La température du corps noir (en  $K$ )

Cette formule est rarement utilisée de façon directe. On utilise généralement son intégration sur l'ensemble du spectre électromagnétique et sur l'hémisphère d'émission, qui donne la loi de Stefan-Boltzmann (Équation 1.2). Elle fournit une relation simple entre la rayonnement de la surface et la température.

$$E(T) = \sigma T^4 \quad (1.2)$$

Avec :

- $E(T)$  L'émittance de la surface en ( $Wm^{-2}$ )
- $T$  La température de la surface (en  $K$ )
- $\sigma$  La constante de Stefan-Boltzmann  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$

La loi de Stefan-Boltzmann fait cependant disparaître l'information sur la longueur d'onde du maximum d'émission. Cette valeur peut alors être calculée en utilisant la loi de Wien (Équation 1.3).

$$\lambda_{max}T = 2898\mu mK \quad (1.3)$$

Avec :

$\lambda_{max}$  Longueur d'onde pour laquelle l'émission est maximale (en  $\mu m$ )

$T$  Température (en K)

Pour le cas des surfaces continentales, nous pouvons déterminer la position de cette longueur d'onde. En estimant que les températures de surface peuvent varier dans une plage allant de  $-20\text{ }^{\circ}C$  à  $40\text{ }^{\circ}C$ , c'est à dire de  $253\text{ }K$  à  $313\text{ }K$ , on obtient les maxima d'émission à  $11,45\text{ }\mu m$  et  $9,26\text{ }\mu m$ . Le rayonnement issu de la surface terrestre se situe donc autour de  $10\text{ }\mu m$ .

### Cas de surfaces continentales

Les lois de Planck et de Stefan-Boltzmann présentées précédemment s'appliquaient dans le cas théorique du corps noir. Or les surfaces terrestres ne sont pas corps noir, on parle alors de corps gris. Le caractère de corps noir ou gris est caractérisé par l'émissivité, notée  $\epsilon$ . Pour l'ensemble du manuscrit et afin d'éviter la confusion avec les propriétés radar, nous noterons l'émissivité  $\epsilon_{IRT}$ , elle varie entre 0 et 1. Dans le cas du corps noir, sa valeur est 1, tandis que pour le corps gris, elle est comprise dans l'intervalle  $[0,1[$ . Dans le cas d'un corps gris, c'est à dire que l'émissivité est constante et inférieure à 1, la loi de Stefan-Boltzmann est modulée par l'émissivité (Équation 1.4).

$$E(T) = \epsilon_{IRT}\sigma T^4 \quad (1.4)$$

Avec  $\epsilon_{IRT}$  l'émissivité du corps gris d'intérêt.

### Mesure du rayonnement

L'instrument embarqué mesure le flux total reçu. Ce flux n'est pas uniquement celui issu de la surface. Il s'agit d'une combinaison linéaire du flux de la surface et du flux atmosphérique. Le flux atmosphérique mesuré par l'instrument est double, il s'agit du flux ascendant direct et du flux descendant réfléchi par la surface. La réflectance de la surface est liée à son absorbance. Le sol est considéré comme un milieu semi-infini, la transmittance est donc nulle. L'ensemble de l'énergie incidente est donc soit absorbée soit réfléchi (Equation 1.5).

$$\rho_s(\lambda) + \alpha_s(\lambda) = 1 \quad (1.5)$$

Avec :

$\rho_s$  La réflectance de la surface sur le domaine de longueur d'onde d'intérêt.



$\alpha_s$  L'absorbance de la surface sur le domaine de longueur d'onde d'intérêt.

La loi de Kirchhoff du rayonnement établit l'égalité de l'absorbance et de l'émissivité dans une situation d'équilibre thermique. En se plaçant dans cette hypothèse il est alors possible d'exprimer la réflectance de la surface (Équation 1.6).

$$\rho_{sIRT} = 1 - \epsilon_{sIRT} \quad (1.6)$$

Avec  $\epsilon_{sIRT}$  l'émissivité de la surface dans le domaine de longueur d'onde d'intérêt.

Le flux mesuré par l'instrument peut alors être exprimé en fonction des rayonnements et de l'émissivité (Equation 1.7) (Figure 1.7).

$$L_{instr} = L_{surf} + L_{atm} + (1 - \epsilon_{sIRT})L_{atm} \quad (1.7)$$

Avec :

$L_{instr}$  Flux mesuré par l'instrument (en  $Wm^{-2}$ )

$L_{surf}$  Flux émis par la surface (en  $Wm^{-2}$ )

$L_{atm}$  Flux atmosphérique (en  $Wm^{-2}$ )

$\epsilon_{sIRT}$  Emissivité de la surface

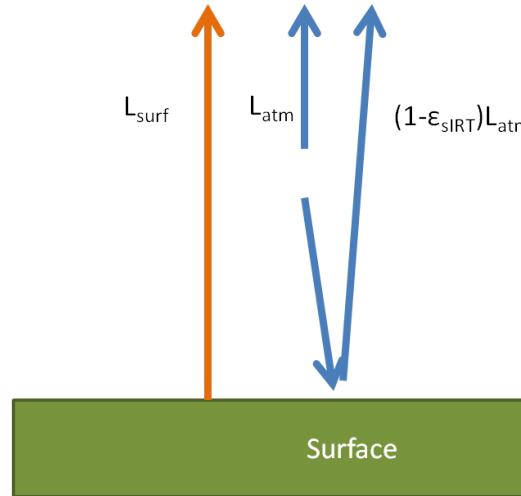


FIGURE 1.7 – Contributions du sol et de l'atmosphère au flux thermique mesuré par l'instrument

L'utilisation des données de télédétection infrarouge thermique implique l'inversion des données de flux en inversant la loi de Stefan-Boltzmann. On obtient alors une température dite de brillance  $T_b$  correspondant au cas du corps noir. Cette température est aussi appelée température TOA, pour Top Of Atmosphere. L'obtention d'une température de brillance au niveau de la surface se fait en éliminant le rayonnement issu de

Satellite (Lance- ment)	Instrument	Bandes spectrales		Résolution	Temps de revisite	Largeur de fau- chée/taille de l'image
LANDSAT 5 (1984)	TM	B6	10, 40 – 12, 50 $\mu m$	120 <i>m</i>	16 jours	170 x 185 <i>km</i>
LANDSAT 7 (1999)	ETM+	B6	10, 40 – 12, 50 $\mu m$	60 <i>m</i>	16 jours	170 x 185 <i>km</i>
LANDSAT 8 (2013)	TIRS	B8	10, 30 – 11, 30 $\mu m$	100 <i>m</i>	16 jours	170 x 185 <i>km</i>
		B9	11, 50 – 12, 50 $\mu m$			
TERRA  (1999)	ASTER	B10	8, 125 – 8, 475 $\mu m$	90 <i>m</i>	16 jours	60 <i>km</i>
		B11	8, 475 – 8, 825 $\mu m$			
		B12	8, 924 – 9, 275 $\mu m$			
		B13	10, 25 – 10, 95 $\mu m$			
		B14	10, 95 – 11, 65 $\mu m$			
ISS  (2018)	ECOSTRESS	B1 (2018)	8, 29 $\mu m$	69 x 38 <i>m</i>		384 <i>km</i>
		B2	8, 78 $\mu m$			
		B3	9, 20 $\mu m$			
		B4	10, 49 $\mu m$			
		B5	12, 09 $\mu m$			

Tableau 1.3 – Instruments de télédétection satellite infrarouge thermique haute résolution

l'atmosphère. Ceci peut se faire en utilisant une modélisation de la colonne d'atmosphère observée, ou avec une méthode de split-window dans le cas où l'on dispose d'au moins deux bandes spectrales. La température obtenue est alors connue comme la température au sommet de la canopée, TOC pour Top of Canopy. La température réelle de surface est finalement déterminée en utilisant la valeur de l'émissivité pour le pixel observé.

### Sensibilité aux paramètres de la surface

La télédétection infrarouge thermique fournit une mesure de température de surface. Cette grandeur est centrale dans la description du bilan d'eau et d'énergie de la surface. En effet, les flux d'énergie échangés à la surface correspondent à des flux convectifs sensibles. Ces derniers sont représentés par des formules de transfert thermique classique (Équation 1.8).

$$\Phi = h(T_s - T_a) \quad (1.8)$$

Avec :

$\Phi$  Le flux de convection (en *W*)

*h* Le coefficient de convection (en *WK<sup>-1</sup>*)

*T<sub>s</sub>* La température de surface (en *K*)

*T<sub>a</sub>* La température de l'air (en *K*)

Les flux ne se basent pas tous sur une différence de température mais aussi sur la différence de pression

de vapeur. Cette dernière est cependant liée à la température du couvert.

La connaissance de la température de surface à grande échelle spatiale et la capacité à obtenir cette information de façon répétée permet d'informer le bilan d'énergie de la surface et d'estimer le bilan d'eau sur la zone observée.

#### 1.1.4 Télédétection radar

La télédétection radar est un des modes de télédétection utilisant les hyperfréquences. Le radar est la technologie de télédétection active travaillant dans ce domaine de longueur d'onde. Si la technologie a été développée dans un premier temps pour des problématiques de détection et d'estimation. Les technologies utilisées pour l'observation de la surface diffèrent cependant des utilisations classiques du radar.

##### Principe de la mesure

Le principe général du radar repose sur l'émission d'une onde en direction d'un objet cible et la mesure du signal en retour. Ce dernier va dépendre des propriétés de la surface observée. Il est décrit par l'équation radar (Équation 1.9).

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 A \sigma^0}{(4\pi)^3 R_t^4} \quad (1.9)$$

Avec :

- $P_r$  Puissance reçue par l'instrument (en  $W$ )
- $P_t$  Puissance émise par l'instrument (en  $W$ )
- $G_t$  Gain en transmission de l'antenne
- $G_r$  Gain en réception de l'antenne
- $\lambda$  Longueur d'onde utilisée (en  $m$ )
- $A$  Surface observée (en  $m^2$ )
- $\sigma^0$  Section efficace de diffusion
- $R_t$  Distance de la cible à l'instrument(en  $m$ )

La grandeur d'intérêt en sortie est le coefficient de rétrodiffusion, aussi appelé section efficace de diffusion. Il s'agit du rapport entre l'énergie reçue par l'instrument et l'énergie reçue dans le cas d'une diffusion isotrope de l'impulsion incidente. Il est généralement exprimé en décibels (Équation 1.10), le ratio d'énergie pouvant être très faible. Dans la suite du document,  $\sigma^0$  fait référence au coefficient de rétro-diffusion en décibels ( $dB$ ).

$$\sigma_{dB}^0 = 10 \times \log(\sigma^0) \quad (1.10)$$

Le signal rétro-diffusé au niveau de la surface dépend des propriétés de cette dernière. Ces propriétés sont la rugosité de la surface ainsi que sa permittivité diélectrique. Cette dernière est notée  $\epsilon_r$ , nous conserverons cette notation dans la suite du manuscrit pour la différencier de l'émissivité dans le domaine infrarouge ther-

mique. La rugosité va influencer sur le mode de diffusion du signal incident par la surface.

La longueur d'onde de travail de l'instrument va aussi avoir une influence. Les longueurs d'onde utilisées de manière usuelle sont regroupées dans des bandes, identifiées par des lettres. Les bandes radar utilisées par les instruments embarqués sur satellites sont principalement les bande X, C et L, qui représentent des ondes de fréquence décroissante.

La sensibilité aux propriétés de la surface, principalement dans le cas d'une observation de la végétation, est variable. Ceci est dû à la variation de profondeur de pénétration avec la longueur d'onde. La profondeur de pénétration correspond à une baisse de puissance de 4,3 *dB*. Elle est caractérisée par la formule suivante :

$$L_p = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \epsilon''} \quad (1.11)$$

Avec

$\epsilon'$  La partie réelle de la permittivité diélectrique du milieu.

$\epsilon''$  La partie imaginaire de la permittivité diélectrique du milieu.

Pour une observation sur le même type de couvert, une grande longueur d'onde aura une plus grande pénétration.

La résolution angulaire d'un système radar dépend de la longueur d'onde utilisée ainsi que de la taille de l'antenne (Équation 1.12).

$$\theta_r = \frac{\lambda}{L} \quad (1.12)$$

Avec

$\lambda$  La longueur d'onde utilisée par le radar (en *m*).

$L$  la taille de l'antenne (en *m*).

L'amélioration de la résolution angulaire ne peut se faire qu'en diminuant la longueur d'onde ou en augmentant la taille de l'antenne à longueur d'onde fixe.

Cette approche est cependant limitée pour les applications spatiales. Par exemple, dans le cas de l'instrument C-SAR embarqué sur Sentinel-1, placé à 693 *km* d'altitude et fonctionnant en bande-C, c'est à dire avec une longueur d'onde de 5,55 *cm* et en se plaçant dans le cas d'une antenne circulaire, la résolution, de l'ordre de 20 *m*, nécessite alors une antenne de 1923 *m*. La technologie radar classique ne permet donc pas d'atteindre des hautes résolutions pour les observations spatiales.

Contrairement aux observations dans la visible ou l'infrarouge thermique, le radar n'effectue pas généralement des acquisitions au nadir. Le coefficient de rétro-diffusion présente une sensibilité à l'angle d'incidence [Ulaby et al., 1978]. Ceci ne pose pas de problème pour les acquisitions de routines, pour lesquelles l'angle d'incidence est fixe. Il est cependant possible de dépointer l'antenne pour observer une zone d'intérêt. Cette opération entraîne une modification de l'angle d'incidence radar de l'observation et donc une variabilité pos-

sible entre différentes observations.

Cette situation d'observation hors du nadir cause aussi une modification des paramètres influant sur la résolution de l'image. La taille de l'antenne n'est plus l'unique variable d'intérêt. La résolution va aussi dépendre des caractéristiques de l'onde incidente, et principalement de sa durée. La résolution est alors définie par une composante azimutale, dépendant de la taille de l'antenne et par une composante radiale dépendant de la durée de l'impulsion ainsi que de l'angle d'incidence. La composante azimutale est déterminée par la relation précédente sur la taille de l'antenne.

Pour la résolution radiale, il est possible de décrire le volume échantillonné par l'instrument. La durée de l'impulsion correspond à la distance occupée par l'onde. Cette distance est divisée par deux car on observe le signal rétro-diffusé, ce qui implique la prise en compte du trajet retour (Équation 1.13).

$$r_r = \frac{c\tau}{2} \quad (1.13)$$

Avec :

$r_r$  La résolution radiale (en  $m$ ).

$c$  La vitesse de propagation de l'onde dans le milieu (en  $ms^{-1}$ ). Cette vitesse est égale à la vitesse dans la lumière dans le vide.

$\tau$  La durée de l'impulsion (en  $s$ ).

L'observation n'étant pas réalisée au nadir, il est nécessaire de prendre en compte l'influence de l'angle d'incidence à la résolution, que l'on note  $\theta$ . Ceci s'apparente à une projection et permet d'obtenir la la résolution radiale (Équation 1.14).

$$r_r = \frac{c\tau}{2\sin(\theta)} \quad (1.14)$$

Cette résolution est améliorée en utilisant un signal incident chirpé, c'est à dire avec une dérive de fréquence. Des méthodes de traitement du signal permettent alors d'obtenir une résolution radiale qui dépend de la bande passante du "chirp" (Équation 1.15), laquelle dépend elle même de sa durée ainsi que du "chirp rate" (Équation 1.16).

$$r_r = \frac{c}{2B_p\sin(\theta)} \quad (1.15)$$

Avec :

$$B_p = \alpha\tau_c \quad (1.16)$$

Avec :

$B_p$  La bande passante du chirp (en  $Hz$ ).

$\alpha$  Le chirp rate (en  $Hz s^{-1}$ ).

$\tau_c$  La durée du chirp (en  $s$ ).

La résolution azimutale, c'est à dire dans le sens de déplacement de l'instrument, reste définie par l'équation vue précédemment. Les limitations sur la taille d'antenne sont donc toujours les mêmes. Pour s'affranchir de ce problème, le radar à synthèse d'ouverture (RSO ou SAR pour Synthetic Aperture Radar) a été développé. Cette méthode se base sur le déplacement de l'instrument afin de simuler une antenne plus grande. Le RSO utilise une méthode s'appuyant sur le décalage Doppler pour corriger la différence de phase créée par la variation de distance à l'objet cible. De manière contre intuitive, cette technologie requiert l'utilisation d'une antenne de petite taille dans la direction azimutale. Ceci est lié au besoin d'effectuer de multiples acquisitions pour chaque objet, ce qui n'est possible que dans le cas où cet objet reste dans le champ vision de l'instrument. Pour obtenir le plus d'acquisition possible il faut alors utiliser le plus grand footprint possible, c'est à dire utiliser un système fournissant une très faible résolution spatiale dans le cas des radar à ouverture réelle. Cette situation correspond aux radar avec une antenne de petite taille. La résolution azimutale obtenue est alors fonction de la taille de l'antenne dans la direction azimutale (Équation 1.17).

$$r_a = \frac{L}{2} \quad (1.17)$$

Avec :

$r_a$  La résolution azimutale (en  $m$ )

$L$  La taille de l'antenne dans la direction azimutale (en  $m$ )

Cette relation est obtenue en déterminant la taille de l'antenne synthétisée. Cette taille va correspondre à la distance entre les positions de l'instrument quand l'objet cible entre dans le footprint de l'instrument et quand il en sort (Figure 1.8). Cette grandeur peut être notée  $L_{synth}$ . Le footprint de l'antenne peut alors être défini comme dans le cas des radar à ouverture réelle.

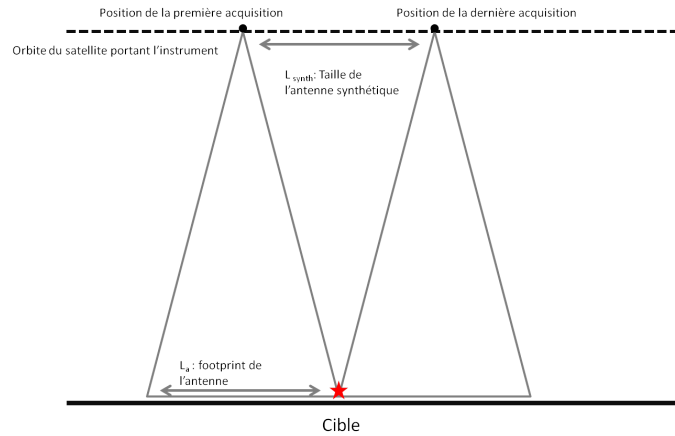


FIGURE 1.8 – Schéma de principe illustrant la construction d'une antenne synthétique avec un instrument radar

$$L_{synth} = \frac{2\lambda h}{L} \quad (1.18)$$

Avec :

$L_{synth}$  La taille de l'antenne synthétisée (en  $m$ ).

$\lambda$  Longueur d'onde de travail (en  $m$ ).

$L$  La taille de l'antenne de l'instrument (en  $m$ ).

Il est alors possible de calculer la résolution angulaire puis la résolution finale au sol en utilisant la distance de l'instrument à la cible  $h$ , en  $m$ .

$$\theta_r = \frac{\lambda}{L_{synth}} = \frac{L}{2h} \quad (1.19)$$

$$r_a = h\theta_s = \frac{L}{2} \quad (1.20)$$

Un second point d'importance pour la télédétection radar est la capacité à utiliser une illumination polarisée. Les polarisations utilisées sont généralement linéaires. Elles sont définies comme verticale, notée V, et horizontale, notée H, (Figure 1.13). La réception peut aussi se faire suivant une polarisation. La polarisation utilisée pour une observation est identifiée par deux lettres : la première correspond à la polarisation d'émission et la seconde à la polarisation de réception. Par exemple une acquisition identifiée comme VH correspond à une émission suivant la polarisation verticale. On peut aussi parler de co-polarisation dans le cas où émission et réception sont réalisés pour les mêmes polarisations et de cross-polarisation dans le cas où elles diffèrent.

Le radar à synthèse d'ouverture utilise une méthode interférométrique pour effectuer ces mesures. Il permet donc une mesure de la phase du signal en retour. La technologie de radar à synthèse d'ouverture permet aussi de varier les conditions d'illumination de la surface. Ceci fait varier la taille de fauchée ainsi que la résolution (Figure 1.10).

### Sensibilité aux paramètres de la surface

Le radar est une méthode de télédétection pouvant apporter de nombreuses informations pour la caractérisation des propriétés de surface [Ulaby et al., 1978, Ulaby et al., 1979, Dobson and Ulaby, 1981]. Les propriétés sont la rugosité et la permittivité du sol. La permittivité du sol dépendant de la texture et du taux d'humidité (Figure 1.11).

Cette sensibilité à de multiples paramètres de la surface autorise l'utilisation des données radar dans de nombreux domaines d'études. Dans le cas des surfaces agricoles, ces sensibilités multiples sont cependant un problème. En effet, les trois propriétés de surface peuvent contribuer au signal rétrodiffusé. Ces contributions se font cependant dans des proportions inconnues. Les études utilisant des données radar utilisent deux approches pour l'inversion des propriétés de surface : soit les conditions sont choisies pour qu'une ou deux des contributions de la surface soient absentes ou invariantes, dans certaines études d'inversion de l'humidité de surface on ne travaille que sur sol nu, soit on utilise une modélisation du transfert radiatif pour inverser ces

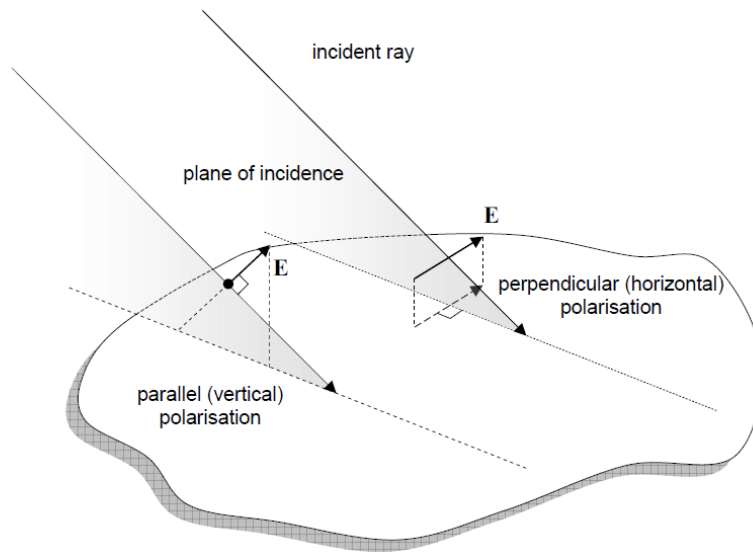


FIGURE 1.9 – Polarisation verticale et horizontale utilisées pour la télédétection radar *source : [Richards, 2009]*

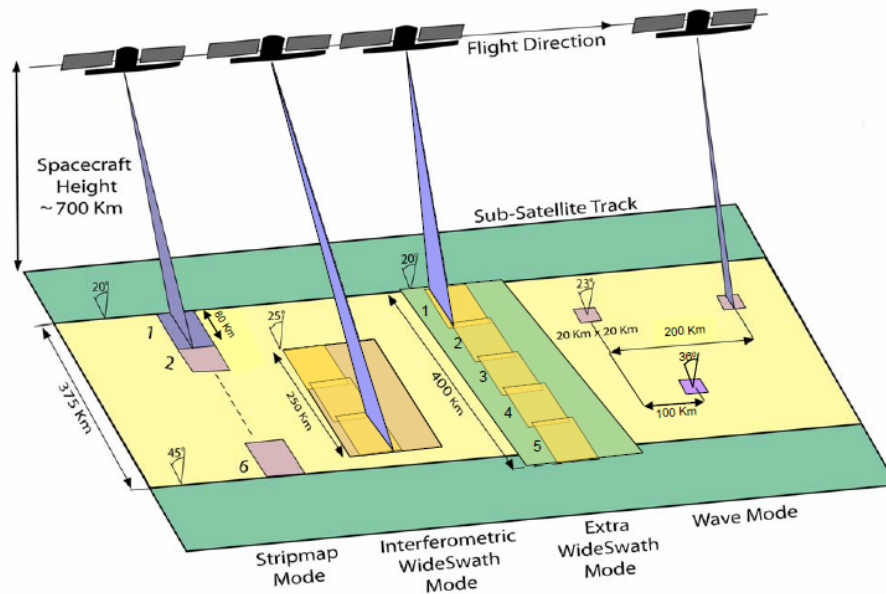


FIGURE 1.10 – Modes d'acquisitions de l'instrument C-SAR embarqué dans Sentinel-1 *source : ESA*

contributions.

Il faut aussi noter que le coefficient de rétrodiffusion radar dépend aussi des conditions d'observation de



Plateforme	Instrument	Bande spectrale		Polarisation	
TerraSAR-X (2007)	TSX-SAR	X	9,65 $GHz$	HH, HV, VV, VH	polarisation simple et double
Radarsat-2 (2007)		C	5,405 $GHz$	HH, HV, HV, VV	quad polarisa- tion
Envisat (2002)	ASAR	C	5,3 $GHz$	HH, HV, VV, VH	polarisation simple ou double
Sentinel-1 (2014)	C-SAR	C	5,405 $GHz$	HH, HV, VV, VH	polarisation simple ou double
ALOS (2006)	PALSAR	L	1,270 $GHz$	HH, HV, HV, VH	Polarisation simple ou double

Tableau 1.4 – Caractéristiques d’instruments radar satellites

la cible. Ces conditions sont liées à l’instrument et à la plateforme principalement. On observe en effet une variation du  $\sigma^0$  avec l’angle d’incidence de l’observation et la bande radar utilisée [Ulaby et al., 1978]. Les propriétés morphologiques de la surface peuvent aussi perturber l’observation avec une déformation géométrique sur certains pixels et une absence de données dans certains cas.

Les contributions de chaque propriété sont cependant mélangées dans une proportion inconnue.

## 1.2 L’évapotranspiration et sa description physique

### 1.2.1 L’évapotranspiration

L’évapotranspiration est la combinaison des phénomènes d’évaporation de la surface et de transpiration des plantes. Dans le cas de l’étude des parcelles agricoles la composante évaporative provient du sol et de l’eau libre sur lac anopée. Elle dépend de la demande évaporative qui dépend elle même des valeurs de température, de pression et d’humidité. Elle va varier suivant le contenu en eau de la surface.

La transpiration est un phénomène lié à la culture. Il s’agit du transfert de l’eau des racines vers l’atmosphère. Ce transfert est marqué par le passage de l’eau de l’état liquide vers l’état gazeux au niveau des stomates de la plante. Ce changement d’état est un procédé endothermique, c’est à dire qu’il nécessite un apport d’énergie. De cette manière la transpiration est un procédé qui permet aux plantes de limiter leur échauffement. Quand cet échauffement est trop important, la plante subit alors un stress thermique lequel peut mener à des pertes de rendement.

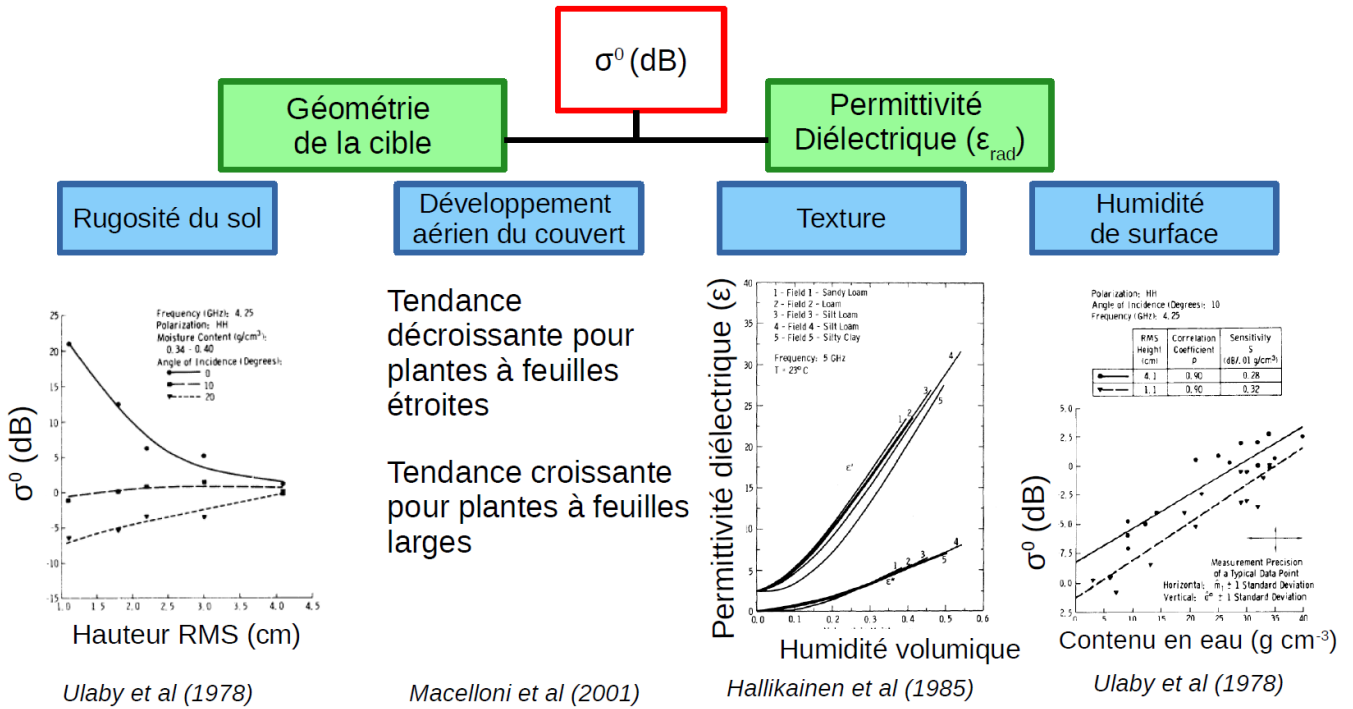


FIGURE 1.11 – Sensibilité du signal radar aux paramètres de la surface

## 1.2.2 Les différentes définitions de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration peut être définie de plusieurs manières. Les différentes descriptions représentent plusieurs réalités physiques. Les trois premières sont associées à la même description du continuum sol-plante-atmosphère, mais dans des cas d'application théorique différents.

Ces trois premières représentations se basent sur la description des transferts d'eau de la plante vers l'atmosphère sur la base d'une analogie électrique. Le flux d'eau transféré peut être calculé à partir d'une différence de potentiel hydrique. Ce flux est limité par une résistance au transfert.

Dans le cas du continuum sol-plante-atmosphère, on peut distinguer 4 résistances, qui s'expriment en  $sm^{-1}$  :

- La résistance atmosphérique ou aérodynamique, qui correspond à la résistance au transfert de la vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique. Sa valeur va dépendre du profil de vent et de la turbulence dans la couche limite de l'atmosphère.
- La résistance de la canopée, qui correspond à la résistance au transfert de vapeur d'eau dans le couvert
- La résistance stomatique. Elle est associée aux stomates de la plante et constitue la résistance la plus importante de la plante. Elle joue un rôle majeur dans le processus d'évapotranspiration, car l'ouverture ou la fermeture des stomates va faire varier sa valeur et le taux d'évapotranspiration.

- La résistance de la plante. Elle correspond à la résistance totale du transfert d'eau dans la plante, c'est à dire des racines aux stomates. Elle peut elle même être décomposée suivant les différentes parties de la plante. On parle alors de résistance racinaire, de résistance des tiges et de résistance foliaire.

Pour les trois premières résistances considérées, l'eau est transférée sous forme de vapeur, tandis que pour la dernière ainsi que sa décomposition, l'eau est sous forme liquide.

L'évapotranspiration potentielle théorique ( $EP^*$ ) est la valeur de l'évapotranspiration dans le cas où la plante n'offre aucune résistance au transfert de l'eau. Dans ce cas la résistance de la canopée est aussi négligée. Elle peut être assimilée au flux d'évaporation d'une étendue d'eau. Sa valeur ne dépend que des grandeurs climatiques. Cette grandeur peut être calculée en utilisant des formules climatiques comme la formule de Penman-Monteith.

L'évapotranspiration potentielle (EP) correspond à un cas d'évapotranspiration limite. Il s'agit du cas où l'ensemble des surfaces de la plante sont recouvertes d'eau. Dans cette situation, seules les résistances atmosphériques et de la canopée sont utilisées.

L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la vraie valeur du flux d'eau passant du sol vers l'atmosphère. Il s'agit de la grandeur que l'on cherche généralement à déterminer. Elle prend en compte l'ensemble des résistances du continuum sol-plante-atmosphère. Sa valeur est cependant la plus difficile à obtenir, à cause des variations de conditions de transpiration. Elle dépend de la demande climatique : rayonnement, température, pression, et humidité, de l'accès à la ressource en eau, qui va moduler la résistance stomatique. Et enfin des caractéristiques du couvert : hauteur, port des feuilles et surface foliaire. Ces dernières propriétés vont limiter le flux maximal d'évapotranspiration (Figure 1.12).

L'évapotranspiration maximale correspond à un cas spécifique d'évapotranspiration réelle. Il s'agit de la situation où la plante a accès à de l'eau en quantité suffisante pour que la résistance stomatique soit minimale.

A ces grandeurs décrivant le transfert de l'eau des racines vers l'atmosphère il faut aussi ajouter les grandeurs associées au transfert de l'eau du sol vers les racines. Le lien entre les particules d'eau et la matrice de sol est défini en utilisant le potentiel hydrique. Cette grandeur correspond à l'énergie à fournir pour extraire l'eau de la matrice de sol. Sa valeur va dépendre de la composition du sol, ou texture, ainsi que du contenu en eau.

Le sol constitue un réservoir d'eau mobilisable par la plante. Plusieurs grandeurs permettent de définir différentes situations pour ce réservoir :

- L'humidité à la capacité au champ. Il s'agit du contenu en eau du sol dans le cas où tout écoulement gravitaire a cessé, c'est à dire qu'il n'y plus d'écoulement d'eau en surface de la parcelle. Cette valeur correspond donc à la valeur maximale d'humidité que l'on pourra trouver dans une parcelle agricole. Elle varie fortement en fonction de la texture.
- Le point de flétrissement permanent. Il correspond au potentiel hydrique pour lequel les racines des plantes ne peuvent plus extraire l'eau du sol. Sa valeur est donnée par le pF 4.2

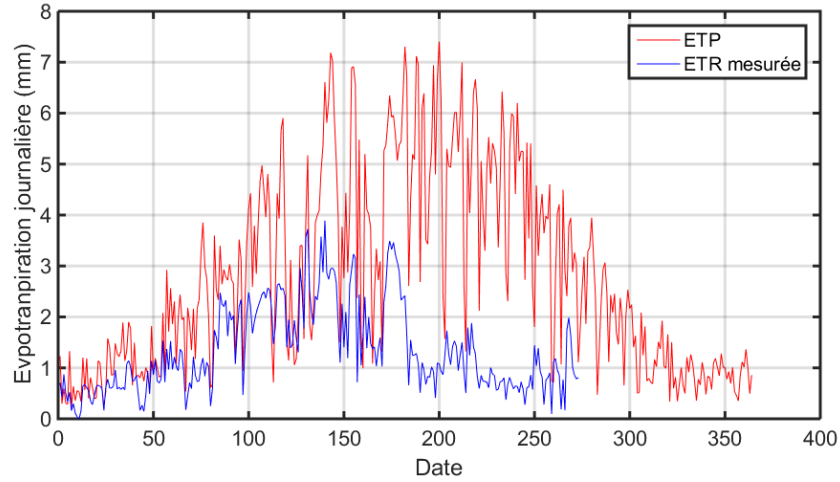


FIGURE 1.12 – Différence entre évapotranspiration potentielle climatique calculée à partir de données météo et évapotranspiration réelle mesurée sur un site instrumenté

Ces deux grandeurs permettent de définir la réserve d'eau du sol, en fonction de la profondeur de ce dernier. On parle alors de réserve utile. Deux grandeurs sont aussi définies :

- La réserve utile (RU). Il s'agit de la quantité d'eau totale disponible aux plantes dans le sol. Elle est définie comme la quantité d'eau entre le point de flétrissement et la capacité au champ. Il ne s'agit cependant pas de la quantité totale d'eau dans le sol.
- La réserve facilement utilisable(RFU). Il s'agit de la portion de la réserve utile accessible sans que les mécanismes de régulation soient mis en œuvre. De manière générale elle est fixée aux 2/3 de la réserve utile.

### 1.2.3 Modéliser l'évapotranspiration, le cas du modèle SETHyS

#### Bilan d'énergie

Les modèles s'appuient généralement sur le calcul des bilans d'eau et d'énergie de la surface pour suivre l'évapotranspiration des surfaces. On parle alors de bilan d'eau et d'énergie. Dans ce cas l'évapotranspiration est calculée comme un flux d'énergie au niveau de la surface.

L'équation du bilan d'énergie repose sur la description de la répartition de l'énergie incidente au niveau de la surface (Équation 1.21). L'énergie incidente est caractérisée par le rayonnement net, qui se répartit ensuite entre les flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de conduction (Figure 1.14). L'ensemble des flux calculés sont exprimés sous forme surfacique.

$$Rn = H + G + LE \quad (1.21)$$

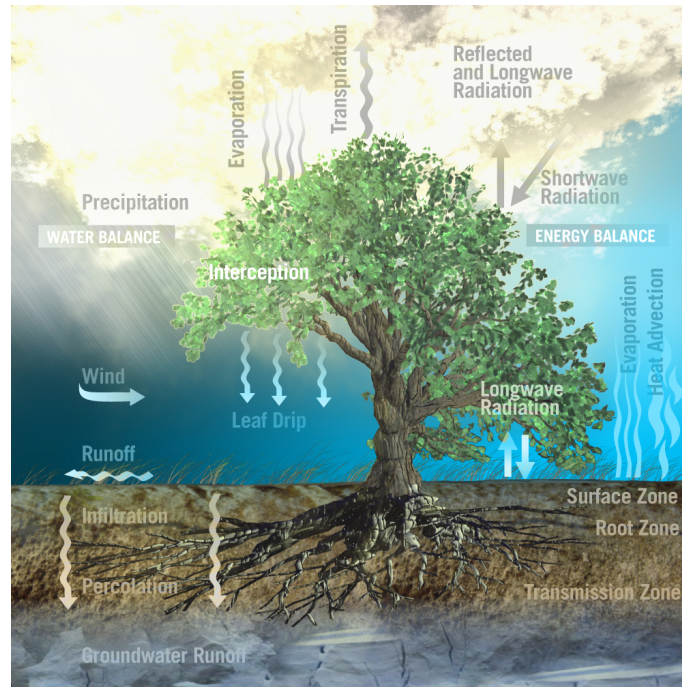


FIGURE 1.13 – Composantes terrestres et atmosphériques du bilan d'eau *source : ESA*

Avec :

$R_n$  Le rayonnement net incident au niveau de la surface (en  $Wm^{-2}$ ).

$H$  Le flux de chaleur sensible de la surface (en  $Wm^{-2}$ ).

$G$  Le flux de conduction de la surface (en  $Wm^{-2}$ ).

$LE$  le flux de chaleur latente de la surface (en  $Wm^{-2}$ ).

L'évapotranspiration est caractérisée par le flux de chaleur latente. Il est lui même le produit du flux convectif de vapeur d'eau (noté  $E$ ) et de la chaleur latente de vaporisation (notée  $L$ ). Cette valeur de flux peut alors être convertie vers une colonne d'eau (en  $mm$ ).

De nombreux modèles s'appuient sur le calcul du bilan d'énergie. La description de la surface et la manière de la calculer varient selon les choix d'utilisation et de description de chacune des composantes du bilan [Crow et al., 2005]. Les modèles utilisent généralement une description physique de deux flux et déterminent le troisième en fermant le bilan. Cela consiste à considérer la flux calculé ainsi comme le résidu du bilan d'énergie entre le rayonnement net et les flux décrits de façon physique. Dans le cas d'une fermeture du bilan d'énergie sur le flux  $G$  on calcule alors (Équation 1.22) :

$$G = R_n - H - LE \quad (1.22)$$

Dans la suite de cette partie, nous décrirons le fonctionnement du modèle SetHyS (pour Suivi de l'État Hydrique des Sols) [Coudert et al., 2006]. Il s'agit d'un modèle de type WEB-SVAT (pour Water and Energy

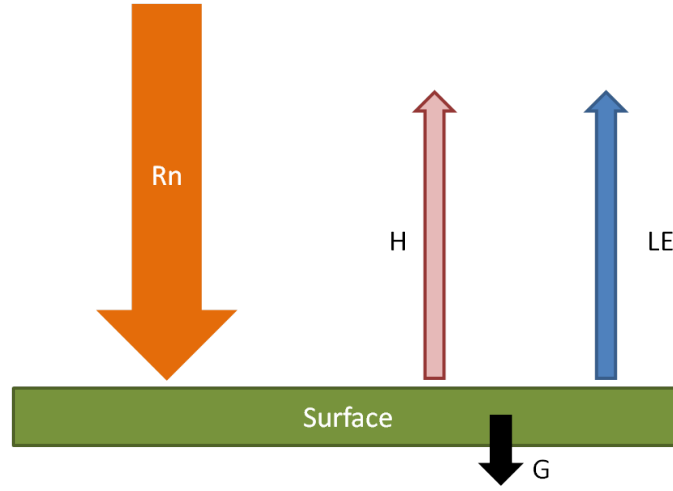


FIGURE 1.14 – Schéma de principe du bilan d'énergie de la surface pour une période diurne.

Balance SVAT) double source, c'est à dire que le bilan d'énergie est calculé pour le sol et pour la végétation (Équation 1.23).

$$\begin{cases} Rn_g = LE_g + H_g + G \\ Rn_v = LE_v + H_v \\ H = H_g + H_v \\ E = E_v + E_g \end{cases} \quad (1.23)$$

Les flux sont calculés avec une analogie électrique. Le schéma utilisé est de type série (Figure 1.15), qui permet une représentation d'une culture couvrante. D'autres modèles utilisent une analogie similaire mais avec une représentation parallèle des flux du sol et de la végétation.

### Rayonnement net

Le rayonnement net de la surface est calculé à partir du bilan radiatif de la surface. Ce dernier est dépendant de la couverture de la canopée. Un coefficient de couverture [Deardorff, 1978] est calculé à partir de la valeur de LAI (Équation 1.24). Ce coefficient est calculé pour le domaine des courtes longueur d'onde et des grandes longueur d'onde séparément. Il s'appuie sur une distribution sphérique des orientations de feuilles [François, 2002].

$$\begin{cases} \sigma_f = 1 - e^{-0,825LAI} & \text{Pour les grandes longueurs d'onde} \\ \sigma_f = 1 - e^{-0,5LAI} & \text{Pour les courtes longueurs d'onde} \end{cases} \quad (1.24)$$

Le rayonnement courte longueur d'onde au niveau du sol et de la canopée utilise la valeur de rayonnement global, le coefficient de couverture ainsi que l'albédo du sol ou de la végétation (Équation 1.25). La valeur d'albédo de la végétation est un paramètre du modèle. Pour le sol, la valeur d'albédo dépend de l'humidité

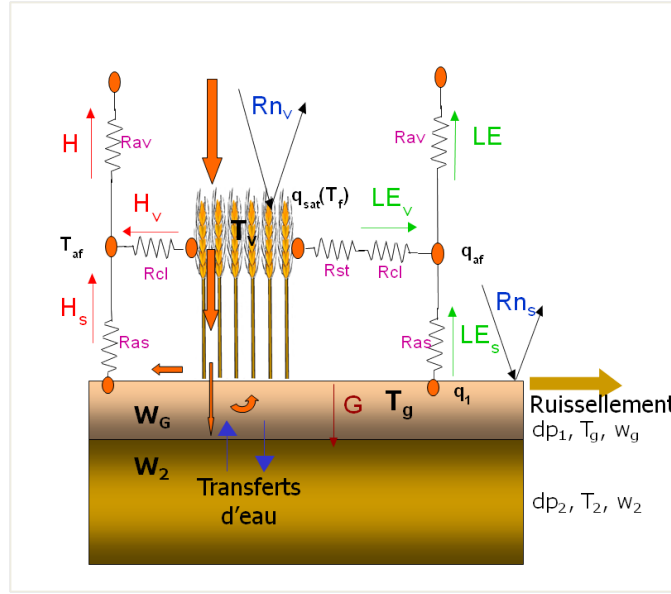


FIGURE 1.15 – Représentation des flux avec analogie résistive, comme utilisée dans le modèle SETHYS

de la couche de surface. Elle est calculée par interpolation linéaire (Figure 1.16) entre la valeur maximale d'albédo, correspondant au minimum d'humidité, et la valeur minimale, correspondant au maximum d'humidité.

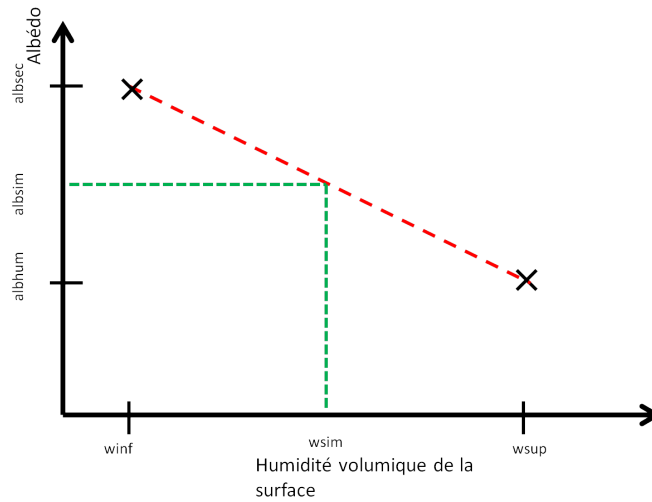


FIGURE 1.16 – Détermination de l'albédo du sol (albsim) pour la valeur d'humidité de surface au moment de la simulation (wsim). Les bornes extrêmes (albsec, winf) et (albhumi, wsup) sont des paramètres du modèle.

## Rayonnement net

$$\begin{cases} Rn_{SWsol} = Rg \frac{(1 - \sigma_f)(1 - \alpha_{sol})}{1 - \sigma_f \alpha_{sol} \alpha_{can}} \text{Pour le sol} \\ Rn_{SWcan} = Rg(1 - \alpha_{can})\sigma_f(1 + \alpha_{sol} \frac{(1 - \sigma_f)}{1 - \sigma_f \alpha_{sol} \alpha_{can}}) \text{Pour la canopée} \end{cases} \quad (1.25)$$

Avec :

$\alpha_{sol}$  L'albédo du sol.

$\alpha_{can}$  L'albédo de la canopée.

$Rg$  Le rayonnement global courtes longueurs d'onde (en  $Wm^{-2}$ ).

Le bilan radiatif de la surface est plus complexe dans le cas des grandes longueurs d'onde. Le rayonnement issu du sol et de la canopée doit aussi être pris en compte.

$$\begin{cases} Rn_{LWsol} = (1 - \sigma_f) \frac{\epsilon_{sol}(Rat - \sigma T_{sol}^4)}{1 - \sigma_f(1 - \epsilon_{can})(1 - \epsilon_{sol})} - \frac{\epsilon_{sol}\epsilon_{can}\sigma_f\sigma(T_{sol}^4 - T_{can}^4)}{1 - \sigma_f(1 - \epsilon_{can})(1 - \epsilon_{sol})} \\ Rn_{LWcan} = \sigma_f(\epsilon_{can}(Rat - \sigma T_{can}^4) + \frac{\epsilon_{sol}\epsilon_{can}\sigma(T_{sol}^4 - T_{can}^4)}{1 - \sigma_f(1 - \epsilon_{can})(1 - \epsilon_{sol})}) + \sigma_f \frac{(1 - \epsilon_{can})(1 - \epsilon_{sol})\epsilon_{can}(Rat - \sigma T_{can}^4)}{1 - \sigma_{can}(1 - \epsilon_{can})(1 - \epsilon_{sol})} \end{cases} \quad (1.26)$$

Avec :

$Rat$  La rayonnement atmosphérique (grande longueur d'onde) (en  $Wm^{-2}$ ).

$\epsilon_{sol}$  L'émissivité du sol.

$\epsilon_{can}$  L'émissivité de la canopée.

$\sigma$  La constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma \approx 5,67.10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ ).

$T_{sol}$  La température du sol (en  $K$ ).

$T_{can}$  La température de la canopée (en  $K$ ).

## Calcul des Flux

Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente sont calculés à trois niveau : celui du sol, celui de la feuille et celui de la canopée. On obtient alors les équations de transfert entre le sol et la canopée (évaporation), entre la feuille et la canopée (transpiration) et de la canopée à l'atmosphère (évapotranspiration).

Les moteurs de ces flux sont la différence de température et la différence de pression de vapeur, respectivement pour la chaleur sensible et la chaleur latente.

Pour les flux entre la canopée et l'atmosphère :

$$H = \rho c_p C_h (T_{can} - T_a) \quad (1.27)$$

$$LE = \rho c_p C_h (q_{can} - q_a) \quad (1.28)$$

Pour la transpiration :

$$H_v = \rho c_p C_{hv} (T_v - T_{can}) \quad (1.29)$$



$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_{hv} R' (q_{sat}(T_v) - q_{can}) \quad (1.30)$$

Pour l'évaporation :

$$H_v = \rho c_p C_{hg} (T_g - T_{can}) \quad (1.31)$$

$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_{hg} C_s (q_{sat}(T_g) - q_{can}) \quad (1.32)$$

Avec les conditions de conservation d'énergie :

$$LE = LE_g + LE_v \quad (1.33)$$

$$H = H_g + H_v \quad (1.34)$$

Les paramètres utilisés sont les suivants :

$c_p$  La capacité calorifique à pression constante.

$\gamma$  La constante psychrométrique.

$C$  La conductance aérodynamique entre la couche considérée et la couche supérieure.

$R'$  Le facteur traduisant la résistance stomatique.

Auxquels sont appliqués les indices "a", "can", "v", "sol" respectivement pour l'atmosphère, la canopée, la végétation et le sol.

Le facteur de résistance stomatique est calculé à partir de la formulation de Deardorff [Deardorff, 1978]. Cette relation (Équation 1.35) prend aussi en compte l'eau libre déposée sur les feuilles.

$$R' = \left( \frac{d_{rosée}}{d_{max}} \right)^{\frac{2}{3}} + \left[ 1 - \left( \frac{d_{rosée}}{d_{max}} \right)^{\frac{2}{3}} \right] \frac{1}{\beta + C_{fh} RST} \quad (1.35)$$

Avec :

$d_{rosée}$  La quantité d'eau libre sur les feuilles.

$d_{max}$  La quantité maximale d'eau libre sur les feuilles.

$\beta$  Facteur modulant la résistance aérodynamique (=1).

$C_{fh}$  La conductance de transpiration au niveau de la feuille.

$RST$  La résistance stomatique.

Le modèle s'appuie sur une description de la surface évaporative, c'est à dire la surface foliaire, comme une grande feuille suivant le modèle big leaf [Collatz et al., 1991]. Le calcul de la résistance stomatique est le même que celui du modèle SiB [Sellers et al., 1992].

Les grandeurs associées au comportement du sol, température et humidité, sont calculées sur le formalisme de Deardorff [Deardorff, 1978]. Il s'appuie sur la méthode du force restore [Bhumralkar, 1975, Blackadar, 1976]. La détermination de la température de sol est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial T_{sol}}{\partial t} = \frac{2\sqrt{\pi}}{C_e}(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_g - T_2) \quad (1.36)$$

Avec :

$T_{sol}$  La température de surface (en  $K$ ).

$T_2$  La température de sol (en  $K$ ).

$\tau$  Temps de réponse à l'inertie thermique (en  $s^{-1}$ )

$C_e$  Un facteur équivalent à une capacité calorifique lié à la diffusion de l'onde thermique journalière.

Les deux variables d'humidité du sol,  $w_g$  et  $w_2$ , sont définies par les équations suivantes :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = -\frac{E_g - 0,2E_v(\frac{w_g}{w_{max}}) - P}{dp_1} - C(w_g, w_2)(w_g - w_2) \quad (1.37)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{E_g + E_v - P}{dp_2} \quad (1.38)$$

Avec :

$w_g$  L'humidité de la couche de sol de surface (en  $m^3m^{-3}$ ) définie par un paramètre.

$w_2$  L'humidité totale du sol (en  $m^3m^{-3}$ ).

$w_{max}$  L'humidité à saturation du sol (en  $m^3m^{-3}$ ).

$E_g$  L'évaporation du sol (en mm).

$E_v$  La transpiration de la végétation (en mm).

$P$  Les précipitations (en mm).

$C$  Pseudo diffusivité hydraulique (en  $s^{-1}$ )

$dp_1$  La profondeur de la zone de surface (en mm).

$dp_2$  La profondeur de la zone racinaire (en mm).

## Paramétrisation du modèle

Au delà des choix faits sur la description de la surface dans le modèle, sa paramétrisation constitue un second levier important de la description du bilan d'énergie de la surface [Hogue et al., 2006]. La paramétrisation du modèle constitue en effet un réglage, lequel peut être adapté ou non à la situation que l'on souhaite simuler. Le choix des paramètres plus ou moins adaptés va donc améliorer ou dégrader les performances du modèle.

Le choix d'un jeu de paramètres adapté et optimal est effectué après une étape d'étalonnage. C'est à dire que l'on simule le bilan d'énergie sur une parcelle instrumentée, dont les paramètres de surface, voire les flux, sont suivis. L'espace de variation de chacun des jeux de paramètres est parcouru et une minimisation sur un critère en sortie de modèle est effectué pour déterminer le jeu de paramètres le plus adapté.

L'effet d'une mauvaise paramétrisation a été étudiée sur le modèle SetHyS [Bigéard, 2014, Bigéard et al., 2019]. Les cas d'emploi de paramètres optimaux puis dégradés jusqu'à un jeu de paramètres non adaptés, c'est à

dire ne correspondant pas à la culture et à la phénologie montrent la perte d'efficacité de la simulation du flux d'évapotranspiration (Figure 1.17).

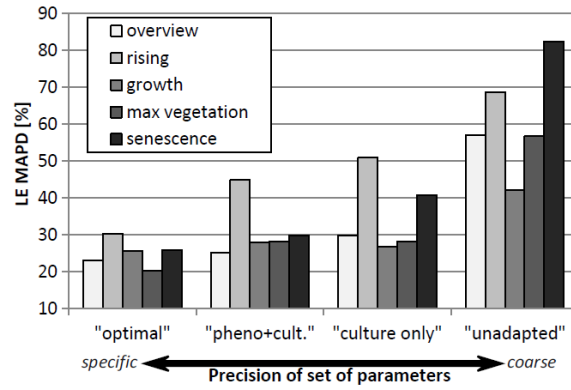


FIGURE 1.17 – Effet de la correspondance des paramètres du modèle à la surface simulée sur le flux LE source [Bigéard, 2014]. Les résultats sont donnés pour différents stades de développement de la végétation et en utilisant un jeu de paramètres de moins en moins adapté (d'optimal à non adapté à la culture et la phénologie)



## Chapitre 2

# Matériel et méthodes

### 2.1 Campagne MCM'10

La thèse s'appuie sur les données de la campagne MCM'10 (Multispectral Crop Monitoring) [Baup et al., 2012]. Cette campagne, réalisée en 2010 par le CESBIO, avait pour but d'étudier l'utilisation de données multi-spectrales radar, c'est à dire couvrant différentes bandes de fréquences, pour le suivi de parcelles agricoles, ainsi que pour l'estimation de propriétés de la surface. La campagne se focalisait sur la zone correspondant au chantier Sud-Ouest (Fig 2.1) suivi par le CESBIO ( [www.cesbio.ups-tlse.fr](http://www.cesbio.ups-tlse.fr)) [Béziat et al., 2009] et s'est déroulée entre les mois de février et novembre 2010, cet intervalle permettant de couvrir les cycles cultureux des différentes cultures présentes dans la région.

Les cultures étudiées sont au nombre de 5 : blé, colza, maïs, tournesol et soja. Elles représentent la majeure parties des surfaces cultivées dans la région. On trouve des cultures d'hiver, blé et colza, et d'été, tournesol, maïs et soja. Ces cultures ne présentent pas toutes les mêmes propriétés aériennes, par exemple le blé est une culture que l'on qualifiera d'homogène de par sa densité de semis ainsi que son développement très couvrant. A l'opposé on trouve le tournesol qui présente une densité de semis bien moins importante et un développement aérien moins couvrant, on qualifiera cette culture d'hétérogène. Entre ces deux extrêmes, on peut placer les cultures de colza, maïs et soja.

La campagne MCM'10, a couvert l'ensemble de l'année 2010, c'est à dire que le cycle cultural de l'ensemble des cultures a été échantillonné, avec exception des premiers mois du blé et du colza, la campagne ayant débuté en février 2010. La base de données obtenue permet donc l'étude de l'ensemble des variabilités d'états de surface liées au développement de la végétation au cours de l'année. Ces variabilités sont temporelles et spatiales. La variabilité temporelle concerne principalement le développement du couvert au cours du cycle cultural de chaque culture. Par la suite, nous diviserons le cycle cultural en 4 périodes couvrant un ensemble de stades phénologiques similaires à ceux utilisés par Bigeard [Bigeard, 2014], ces périodes seront les suivantes :

Sol nu : Il s'agit de la période avant l'émergence de la plante et après la récolte. Cette période présente

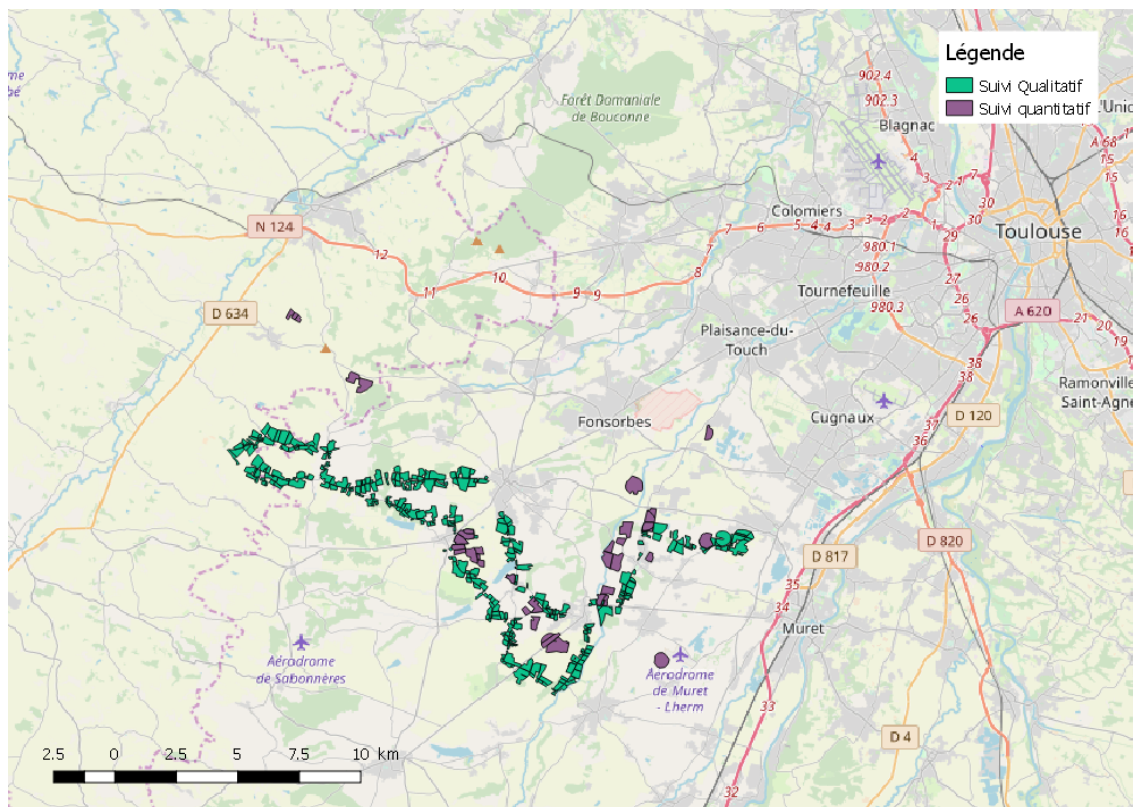


FIGURE 2.1 – Localisation de l'ensemble des parcelles étudiées au cours de la Campagne MCM'10

de fortes variabilités sur les états de surface, principalement la rugosité, liées aux différents travaux. Cette période n'est pas étudiée, sauf pendant la période entre le semis et l'émergence. A cette période nous considérerons que la rugosité est faible et constante entre les différentes parcelles, Fieuzal [Fieuzal, 2013] parle d'état préparé lisse.

**Croissance :** Cette période correspond au développement vertical de la plante. Il s'agit d'une période de forts changements des conditions de surface où il est possible d'identifier une avance ou un retard sur le cycle cultural d'une parcelle.

**Maximum de végétation :** Cette période se situe après la fin du développement vertical de la plante. Elle correspond à un couvert complètement développé et recouvre les périodes de floraison et d'épiaison ainsi que la formation et le remplissage des graines.

**sénescence :** Il s'agit de la dernière période du cycle cultural de la culture, après la formation et le remplissage des grains. Elle est marquée par la fin des processus de photosynthèse, observable par le jaunissement des cultures et une baisse du contenu en eau de la plante. La récolte a généralement lieu à la fin de cette période. De la même manière que pour la croissance, la sénescence correspond à une importante variation temporelle de l'état de surface.

La campagne se divisait en deux parties : l'acquisition d'images radar sur trois bandes de fréquences (X,

C et L) et la collecte de mesures in-situ sur les cultures étudiées. Un résumé complet de la campagne peut être trouvé dans le manuscrit de thèse de Fieuzal [Fieuzal, 2013] ainsi que dans le rapport d’expérimentation de la campagne [Baup et al., 2011].

### Acquisitions radar

Les images de télédétection radar ont été acquises par trois capteurs actifs, chacun fonctionnant dans une bande de fréquence différente. Les images en bande X ont été acquises par TerraSAR-X [Werninghaus and Buckreuss, 2010, Werninghaus, 2004], les images en bande C par Radarsat-2 [Morena et al., 2004] et les images en bande L par ALOS [Rosenqvist et al., 2004, Rosenqvist et al., 2007].

Les acquisitions ont pu être réalisées au cours de survols réguliers ou par dépointage des antennes. Le cycle cultural des cultures est ainsi couvert par de nombreuses images (Table 2.1). Cette méthode a permis d’augmenter le nombre d’images disponibles au prix d’une variation des conditions d’observations. L’angle d’incidence radar est variable suivant les acquisitions. Le coefficient de rétro-diffusion a donc ensuite été normalisée de cette variation d’angle d’incidence en utilisant une loi basée sur le NDVI (Équation 2.1) ([Fieuzal et al., 2013]).

Satellite	Bande	Fréquence centrale	nombre d’images
TERRASAR-X	X	9.65 GHz	44
Radarsat-2	C	5.405 GHz	26
ALOS	L	1.3 GHz	7

Tableau 2.1 – Nombres d’images radar par satellite pour la campagne MCM’10

Pour la suite nous n’utiliserons que les données radar bande-C issues de Radarsat-2. Les acquisitions ont été réalisées avec le mode Fine Quad-polarization, il permet une acquisition suivant les 4 polarisations possibles : VV, HH, HV et VH. La fauchée de l’acquisition est de 25 km et fournit des images avec une résolution de 5 x 5 m. Les angles d’incidence disponibles pour mode se situent dans la plage 20°-41°.

Le choix d’utiliser les données radar bande-C a été fait suivant plusieurs critères. Le premier est le compromis entre information potentiellement disponible et revisite temporelle. Le signal radar étant plus pénétrant avec une grande longueur d’onde [Baghdadi et al., 2009], la possibilité d’obtenir une information d’humidité de surface sous un couvert est plus forte dans le cas de la bande-L que de la bande-X. Il s’avère cependant que l’on ne dispose que de 7 images bande-L pour l’année 2010 (Table 2.1), ce qui limite la possibilité d’exploiter la dynamique temporelle pour suivre l’évolution de l’état de surface. La bande-C apparait comme le compromis entre les deux extrêmes ; sa profondeur de pénétration permet d’espérer un suivi partiel de l’humidité de surface et la forte répétitivité autorise le suivi temporel au cours du cycle cultural. Le second porte sur l’information potentiellement disponible. les données issues de Radarsat-2 sont les seules disponibles avec les 4 polarisations, TerraSAR-X et ALOS fournissent seulement les polarisations HH et HV. L’analyse de sensibilité et l’identification des polarisations avec le meilleur potentiel faisant partie de ces travaux, la disponibilité des 4 polarisations est un avantage incontestable. Enfin, Sentinel-1 offre de fortes perspectives

pour l'utilisation de la bande-C pour l'étude des surfaces. Ce satellite porte un instrument en bande-C fonctionnant avec les polarisations VV et VH au dessus de l'Europe (Figure 2.2).

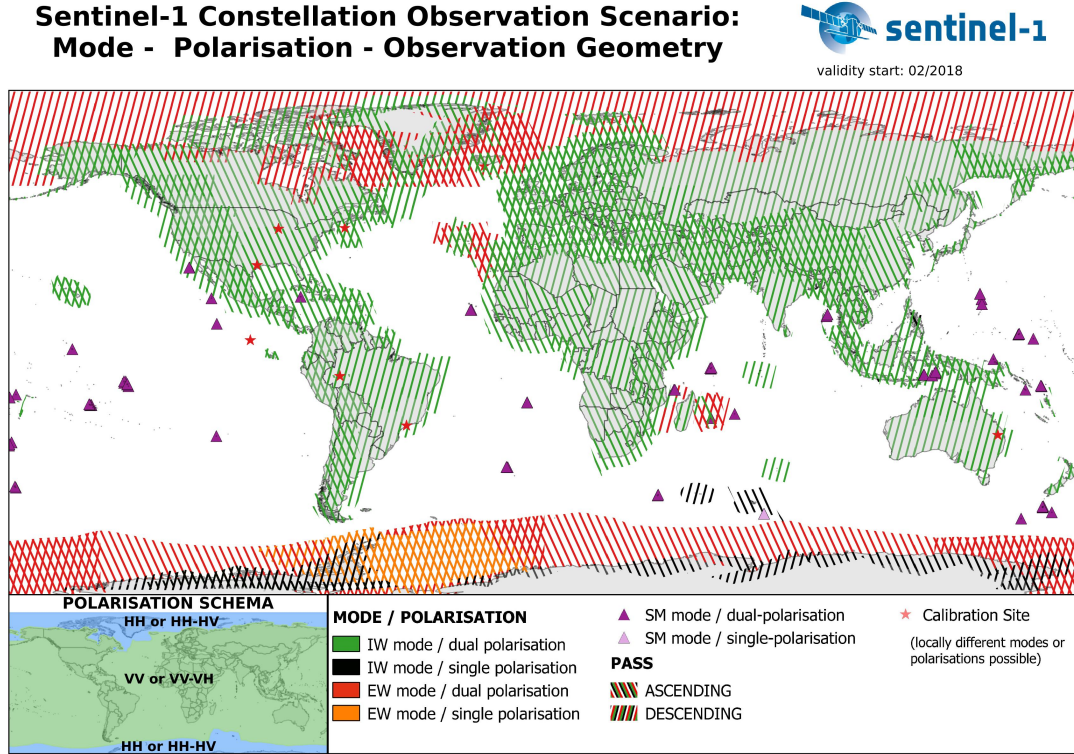


FIGURE 2.2 – Plan d'observation de Sentinel 1 pour l'année 2018 *Source : ESA*

Les images radar ont été normalisées pour corriger des effets d'angle d'incidence avec une méthode basée sur un indice de végétation, le NDVI (Equation 2.2) [Fieuzal et al., 2012]. Cette méthode se base sur un étalonnage de la sensibilité angulaire du signal radar. Pour cela deux images acquises avec différents angles d'incidence sur un intervalle court sont utilisées. Il est considéré que l'évolution de la végétation est faible pendant cet intervalle, l'humidité de surface est mesurée à chaque survol radar et il est pris soin de comparer les données correspondant à des humidités proches, 4% dans le cas présent. Les données sont ensuite utilisées pour étalonner les coefficients (a, b et c) d'une relation exponentielle (Equation 2.1). Les coefficients variant suivant la bande radar utilisée ainsi que la polarisation. L'ensemble des valeurs des paramètres peut être trouvé dans la thèse de Rémy Fieuzal [Fieuzal, 2013].

$$\Delta\sigma^0 = a * e^{(b*NDVI)} + c \quad (2.1)$$

Cette relation prend en compte le NDVI, car la sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar diminue avec le développement du couvert. Elle permet donc de moduler la sensibilité angulaire au cours du cycle



cultural. Pendant la période de sol nu,  $NDVI \approx 0,2$ , celle-ci est la plus importante, de l'ordre de  $0,3 \text{ dB}/^\circ$  et diminue avec le développement vertical du couvert, caractérisé par le NDVI, jusqu'à une valeur de l'ordre de  $0,05 \text{ dB}/^\circ$ , pour un  $NDVI \approx 0,6$  [Fieuzal et al., 2012].

Si les données radar permettent de s'affranchir de la couverture nuageuse, elles sont toutefois sensibles à des variations de l'état de surface indépendantes des propriétés classiques de rugosité, humidité et de développement du couvert. Cette situation a été rencontrée dans le cas de deux acquisitions réalisées les jours 74 et 75 (15-16 mars) (Figure 2.3). les images obtenues montrent une très forte baisse du coefficient de rétro-diffusion pour ces deux jours, de  $3 \text{ dB}$  pour la polarisation VV au jour 75. cette baisse est liée à la présence de givre sur la surface, ce qui a modifié fortement de régime de diffusion pour ces deux jours.

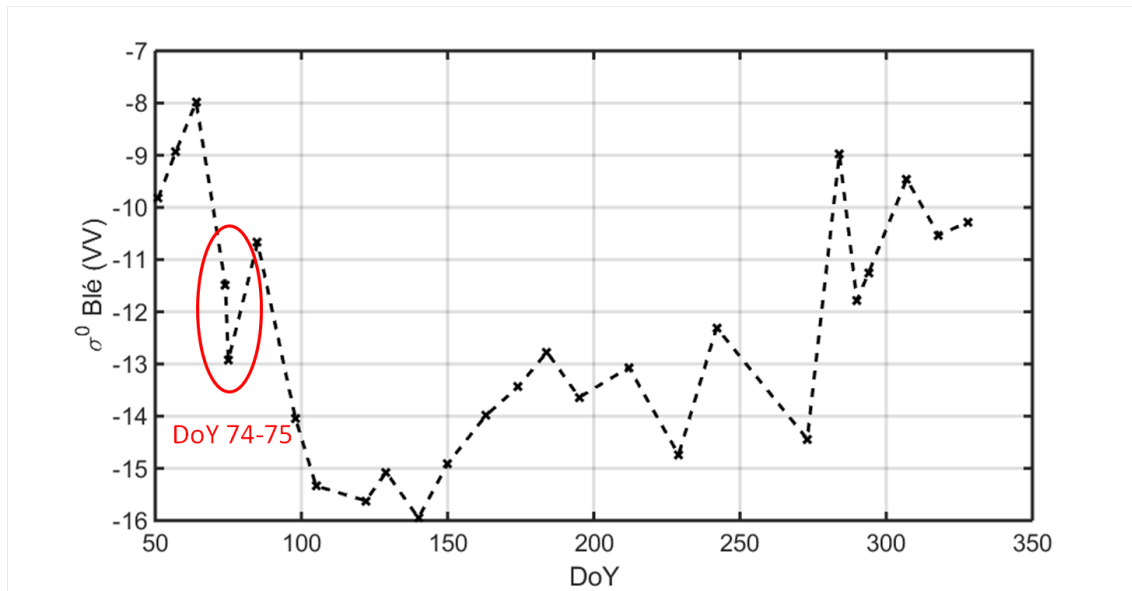


FIGURE 2.3 – Effet des jours de gel (jours 74 et 75) sur les coefficient de rétro-diffusion radar bande-C observée sur les parcelles de blé, en polarisation VV

Cette situation ne s'est présentée que dans dans le cas des acquisitions aux jours 74 et 75, jours julien en partant du premier Janvier. Ces observations ne sont problématiques que dans le cas des acquisitions sur le blé. Les acquisitions ultérieures, principalement celles couvrant le cycle du tournesol présentent une plus faible probabilité de gel. Les dernières acquisitions, à partir d'octobre auraient aussi pu présenter ce cas, mais ne sont pas utilisées dans le cadre de la thèse.

### Campagne de mesure terrain

En complément des images radar, une campagne de mesure in-situ a été réalisée. Les données acquises sont sur deux niveaux : des données qualitatives pour l'ensemble des parcelles de la campagne MCM'10 ( $\approx 350$ ) et un suivi quantitatif pour 37 parcelles (dont 13 de blé, 4 de colza, 8 de maïs, 6 de tournesol et 2 de soja).

### **Campagne qualitative**

La campagne qualitative consistait en différentes sorties terrain effectuées en voiture suivant un itinéraire fixe afin de collecter des informations dynamiques pour les différentes parcelles étudiées. Les informations portent sur l'information géographique du parcellaire (taille, altitude, exposition pente) ainsi que sur les différents types de couvert (type de culture, date de semis, stades phénologiques, date de récolte, orientation, hauteur et phénomènes singuliers comme la verse ou la présence majeure d'adventices). Les informations concernant les types de travaux de sol, la présence ou non de résidus ainsi que les possibles couverts intermédiaires ont aussi été collectées.

### **Campagne quantitative**

La campagne de mesures quantitatives a été réalisée sur un nombre restreint de parcelles (37). Elle visait à acquérir un jeu de données explicatif pour la compréhension du comportement du signal radar au cours de l'année culturale 2010. Elle a consisté à caractériser les propriétés constantes de la surface, la texture principalement, et à suivre la variation des paramètres de sol et de végétation dont la dynamique est observable de manière annuelle. Les données collectées portent sur les 5 types de cultures présentés précédemment, mais seules les cultures d'intérêt pour les travaux de thèse, blé et tournesol, seront utilisées.

Notre choix d'étudier ces deux cultures s'est fait sur plusieurs critères. L'étude se focalise sur des cultures pluviales. De cette manière nous nous attendons à observer les effets maximum possible du stress hydrique. Ceci n'est pas possible pour les cultures habituellement irriguées, comme le maïs, pour lesquelles les périodes de stress hydrique sont limitées par le recours à l'irrigation. Certaines parcelles de blé et de tournesol sont équipées pour l'irrigation (Tableau 2.2 & 2.3) mais les irrigations effectuées sont ignorées dans le cas du blé, car elles précèdent une période de fortes précipitations. Dans le cas du tournesol, les irrigations pourront servir à vérifier si les indicateurs utilisés sont corrects. Nous étudions aussi une culture d'hiver, le blé, et une culture d'été, le tournesol. Notre échantillon couvre donc 8 mois sur 12 de l'année 2010, de février à septembre. Enfin, les deux cultures ont une structure fortement différentes. La comparaison des résultats obtenus pour chacune peut intéresser les recherches sur la modélisation du transfert radiatif, thermique ou radar sur ces couverts.

Pour cette étude on dispose d'informations pour 13 parcelles de blé et 6 parcelles de tournesol. Par la suite, elles seront respectivement identifiées comme B1 à B13 et T1 à T6 (Fig 2.4). Les informations de semis et de récolte ont été collectées. Pour le blé les dates de semis ne sont pas renseignées pour l'ensemble des parcelles, tandis que toutes les dates de récolte sont connues (Table 2.2). Pour le tournesol, l'ensemble des informations est disponible (2.3). La correspondance avec les identifiants de Fieuzal est aussi présentée.

L'humidité de surface a été suivie en se basant sur deux contraintes : correspondre aux survols satellites et avoir une mesure après les épisodes de fortes précipitations. Le suivi a été réalisé en utilisant des sondes Theta-probe, utilisant le principe de la Time-domain reflectometry (TDR)[Noborio, 2001]. La mesure par TDR donne une information d'humidité volumétrique sur la couche superficielle de sol [0-5 cm]. Les sondes

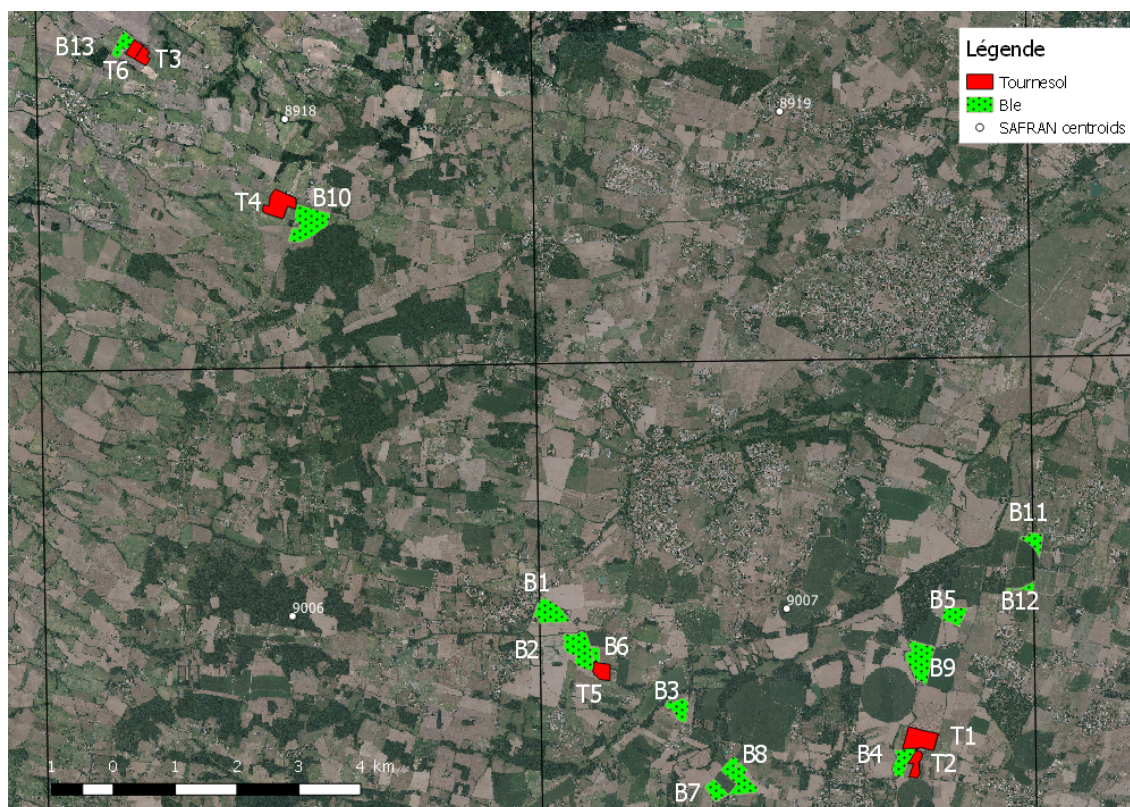


FIGURE 2.4 – Position des parcelles de blé et de tournesol suivies de manière quantitative au cours de l’année 2010

ont été étalonnées à partir de prélèvements effectués sur 8 parcelles. L’étalonnage s’appuie sur une méthode massive, l’échantillon, de volume connu, est pesé puis séché pendant 48 h à 105 °C. Une seconde pesée est effectuée après séchage, ce qui permet de calculer le contenu en eau de l’échantillon.

L’échantillonnage des parcelles a été réalisé suivant des transects de longueur variable, de 40 à 640 m. Pour la suite, nous utilisons une valeur d’humidité de surface moyennée à l’échelle de la parcelle. Les profils d’humidités couvrent une majeure partie du cycle cultural du blé (Fig 2.5) et l’ensemble du cycle cultural du tournesol (Fig 2.6).

La campagne de mesure in-situ a aussi porté sur la caractérisation des cultures. Un suivi du développement a été effectué. Nous nous appuyons sur les mesures de hauteur du couvert effectuées au cours de l’année 2010. Ces mesures ont été effectuées pour chaque survol radar, de la même manière que pour les mesures d’humidité de surface. La hauteur est estimée le long des mêmes transects que pour l’humidité de surface. Au total les mesures ont été effectuées pour 28 dates entre le 20/02/2010 (DoY 51) et le 24/11/2010 (DoY 328).

La texture de chaque parcelle a aussi été caractérisée par des prélèvements effectués sur chaque parcelle.

Identifiant	Identifiant MCM	Date de semis	Date de récolte	Date de récolte (jour de l'année)	Irrigation (DoY début et fin)	Pourcentage d'argile
B1	AJ	NC	12/07/10	193		14
B2	Y	NC	12/07/10	193		14
B3	P	NC	12/07/10	193		14
B4	H	29/10/09	12/07/10	193	x (116-118)	35
B5	F	01/11/09	12/07/10	193		35
B6	S	30/10/09	12/07/10	193		14
B7	M	10/11/09	07/07/10	188		20
B8	N	NC	30/06/10	181		20
B9	G	23/10/09	12/07/10	193	x (119-119)	35
B10 (site flux Auradé)	X	19/11/09	12/07/10	193		19
B11	B2	19/10/09	08/07/10	189		22
B12	A2	19/10/09	08/07/10	189		22
B13	V1/V2	NC	12/07/10	193		40

Tableau 2.2 – Date de semis et de récolte pour les parcelles de blés suivies au cours de la campagne MCM'10

Identifiant	Identifiant MCM	Date de semis	Date de semis (jour de l'année)	Date de récolte	Date de récolte (jour de l'année)	Irrigation (DoY début et fin)	Pourcentage d'argile
T1	I	10/04/10	100	30/08/10	242	x (194-201)	35
T2	J	11/04/10	101	02/09/10	245	x (194-195)	35
T3	T	13/04/10	103	14/09/10	257		40
T4	W	13/04/10	103	14/09/10	257		22
T5	R	27/04/10	117	13/09/10	256		14
T6	U	13/04/10	103	14/09/10	257		40

Tableau 2.3 – Date de semis et de récolte pour les parcelles de tournesol suivies au cours de la campagne MCM'10

Ils correspondent aux prélèvements ayant permis d'étalonner les mesures d'humidité de surface. Le protocole de collecte est décrit dans le manuscrit de thèse de Rémy Fieuzal [Fieuzal, 2013]. Les analyses en laboratoire ont fourni une répartition en 6 classes suivant la taille des particules de sol (Tableau 2.4).

Classe	Argile	Limon fin	Limon grossier	Sable fin	Sable grossier	Refus
Taille particules	< 2 $\mu m$	2 à 20 $\mu m$	20 à 50 $\mu m$	50 à 200 $\mu m$	200 à 2000 $\mu m$	> 2000 $\mu m$

Tableau 2.4 – Classes de sol définies suivant les tailles de particules

La texture est une variable importante dans notre cas d'étude, et plus particulièrement le pourcentage d'argile dans le sol. Pour chaque parcelle on dispose de 2 à 8 points suivant les transects utilisés pour la mesure d'humidité de surface. Nous utilisons encore une fois l'information moyennée à l'échelle de la parcelle. Pour

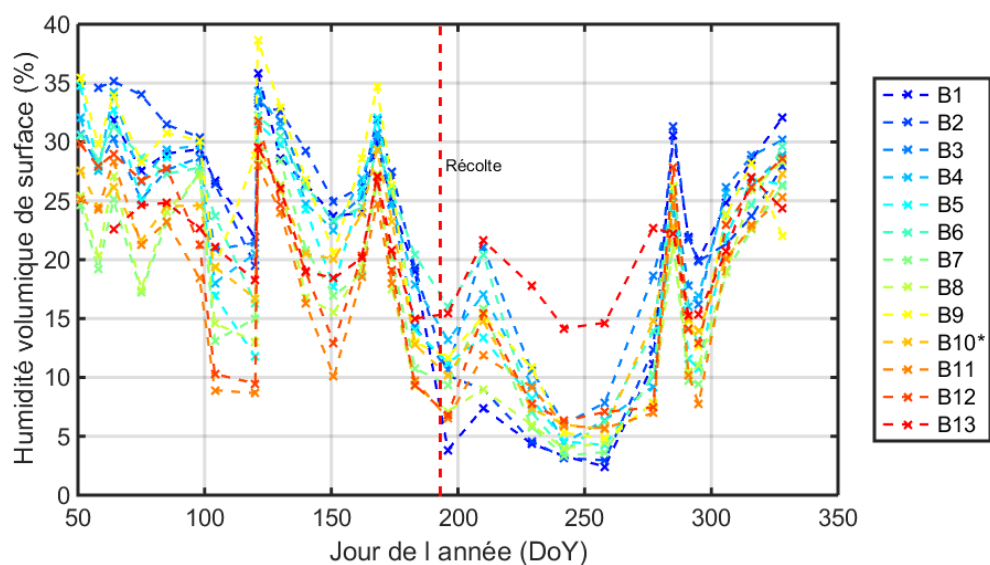


FIGURE 2.5 – Profil d'humidité de surface (0-5 *cm*) pour les parcelles de blé étudiées au cours de l'année 2010

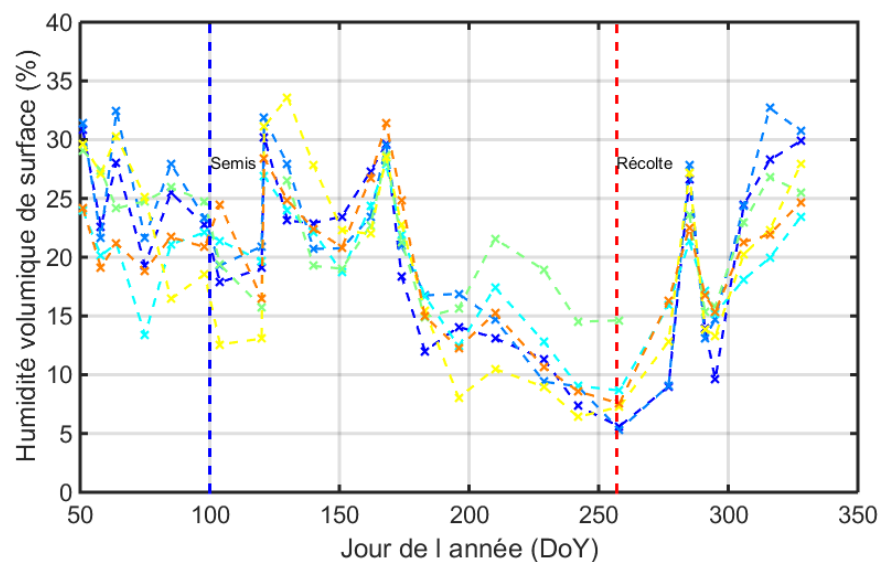


FIGURE 2.6 – Profil d'humidité de surface (0-5 *cm*) pour les parcelles de tournesol étudiées au cours de l'année 2010

les parcelles de blé et de tournesol étudiées on observe une forte variation du pourcentage d'argile (Figure 2.9). La variabilité est plus forte pour les parcelles de blé, avec des valeurs entre 33%, pour la parcelle B9, jusqu'à 11% pour les parcelles B1 et B6. Les parcelles contiguës présentent des teneurs en argile similaire,

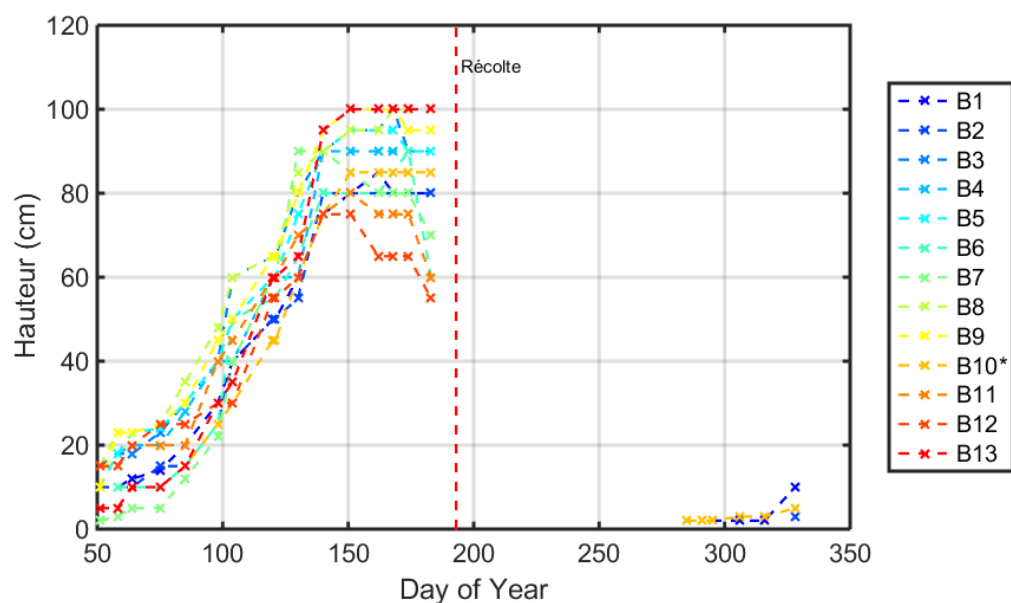


FIGURE 2.7 – Profil des mesures in-situ de hauteur sur le blé au cours de l'année 2010

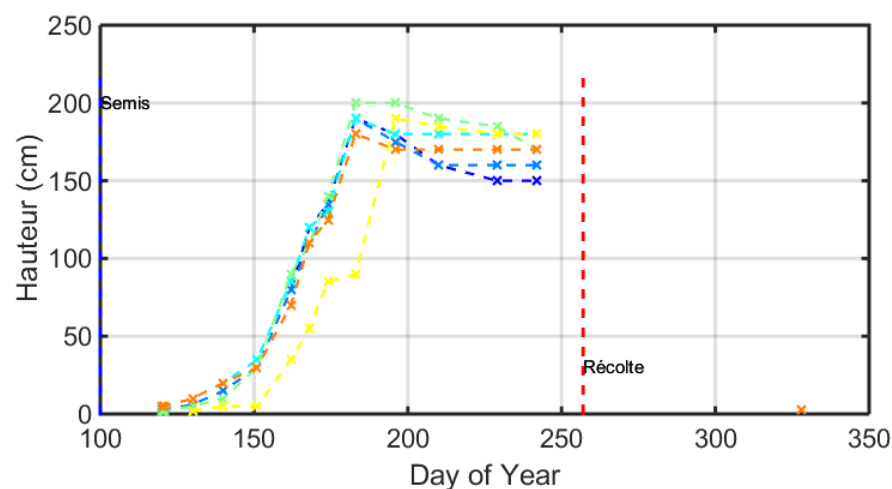


FIGURE 2.8 – Profil des mesures in-situ de hauteur sur le tournesol au cours de l'année 2010

comme B7 et B8. Le tournesol montre moins de variation, avec des parcelles présentant une teneur en argile de l'ordre de 30%. La parcelle T5 se distingue avec un pourcentage d'argile deux fois faible à 14%.

Des profils d'humidité sont aussi disponibles sur certaines parcelles. Pour les parcelles de blé et de tournesol on dispose du profil d'humidité de la parcelle flux d'Auradé, voir section parcelle flux, ainsi que d'un profil

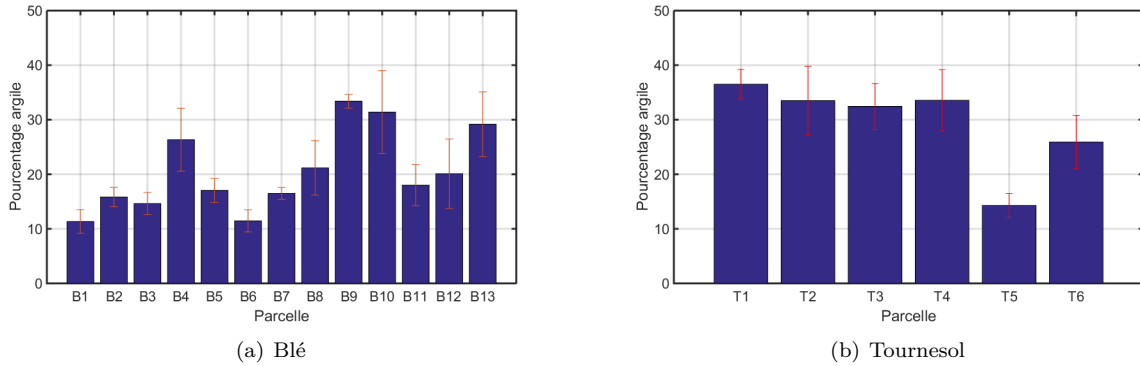


FIGURE 2.9 – Valeur du pourcentage d’argile moyennée à la parcelle pour les mesures terrain (prélèvement de  $25\text{ cm}^3$  de sol sur 5 cm de profondeur) effectuées au cours de la campagne MCM’10

d’humidité réalisé à l’aide d’un diviner sur la parcelle T5. Le diviner est une sonde fonctionnant sur le principe de la FDR (frequency domain reflectometry). L’humidité est mesurée suivant un profil vertical, avec un point tous les 10 cm.

## 2.2 Parcelles instrumentées

Le périmètre de la campagne MCM’10 couvre aussi les parcelles instrumentées du CESBIO. Il s’agit de deux sites sur lesquels sont implantés des instruments de mesure de façon pérenne [Béziat et al., 2009]. Elles sont généralement désignées par leur localisation : Auradé et Lamasquère. Pour l’étude présente la parcelle instrumentée d’Auradé est prise en compte sous la dénomination B10. Le couvert de 2010 est du blé. La parcelle de Lamasquère n’est pas présentée car du maïs était cultivée au cours de l’année 2010.

La parcelle B10 est équipée avec une station météo. Une mesure du profil d’humidité est aussi réalisée par la station, à l’aide d’une sonde d’humidité. Cette sonde fournit une information semi-horaire sur l’humidité volumique à 4 profondeurs : 5, 10, 30 et 60 cm.

Les acquisitions de la station sont marquées par une interruption entre les jours 104 et 140, du 14/04/2010 au 20/05/2010. Cette interruption porte sur les données d’humidité de sol. Elle est problématique dans le cadre de notre étude car elle se situe au cœur du cycle cultural du blé, sur la fin de période de croissance. De plus, les données d’humidité de surface montrent un assèchement entre les jours 104 et 120, suivie d’une forte augmentation de l’humidité de surface autour du jour 120, cette période est complètement absente des données du profil d’humidité et limite l’utilisation qui peut en être faite, pour l’initialisation et la validation de sorties de modèle principalement.



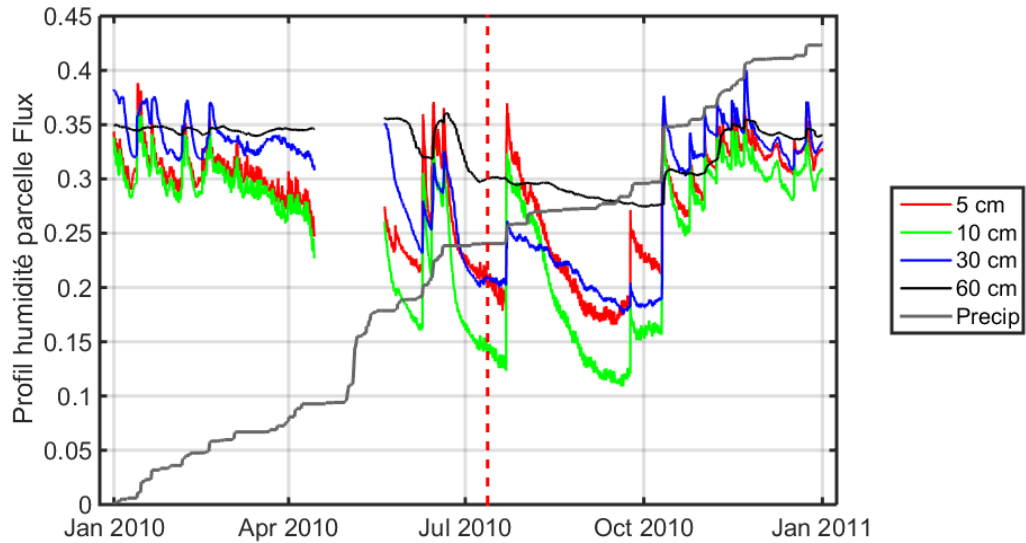


FIGURE 2.10 – Profil temporel de l’humidité sur le site flux d’Auradé (B10) à 4 profondeurs (la date de récolte est matérialisée par la barre rouge)

### 2.2.1 Profils temporels des flux d’énergie au cours de l’année 2010

La parcelle est aussi équipée d’une tour de mesure de flux par eddy covariance. Cette dernière permet de mesurer les flux LE et H (Figure 2.11) au dessus du couvert. Les flux d’énergie mesurés montrent bien l’effet de la végétation sur le bilan d’énergie de la surface. La période avant la récolte montre un flux LE prédominant devant le flux de chaleur sensible. Cette tendance s’inverse à la sénescence et après la récolte. La transpiration de la végétation diminuant avec la sénescence. Ne reste alors que la contribution de l’évaporation du sol.

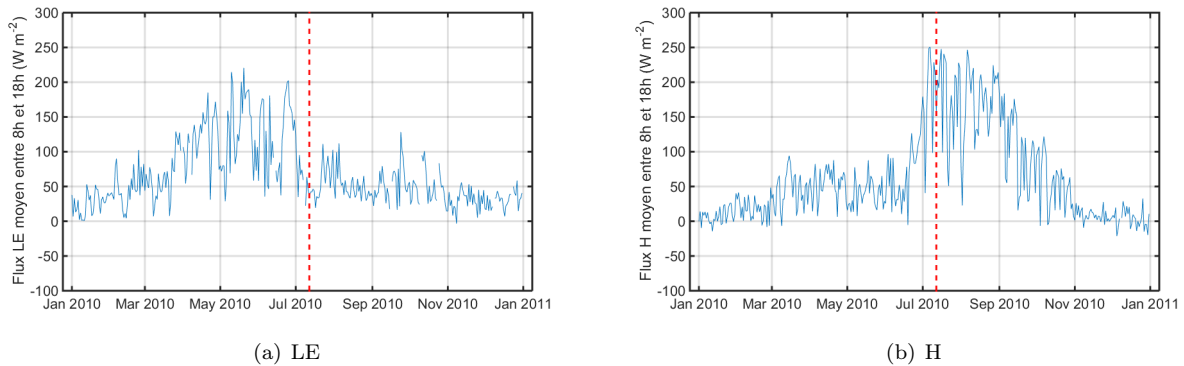


FIGURE 2.11 – Profils temporels de flux de chaleur latente (LE) et de chaleur sensible (H) pour la parcelle d’Auradé au cours de l’année 2010. Les valeurs correspondent à la moyenne des mesures entre 8h et 18.



Une mesure du rayonnement net (Figure 2.12) est effectuée en utilisant un capteur 4 composantes de type CNR1, un radiomètre de chez Kipp & Zonen. Il se compose de 4 capteurs, 2 pour les courtes longueurs d'onde et deux pour les grandes, qui mesurent les flux radiatifs montant et descendant. Le flux courtes longueurs d'onde descendant correspond au rayonnement global et le flux descendant grande longueur d'onde au rayonnement atmosphérique. Le rayonnement courte longueur d'onde montant correspond au rayonnement réfléchi par la surface et le rayonnement grande longueur d'onde montant à la somme du rayonnement émis par la surface et du rayonnement atmosphérique réfléchi. La soustraction du rayonnement descendant et du rayonnement montant donne la valeur du rayonnement net.

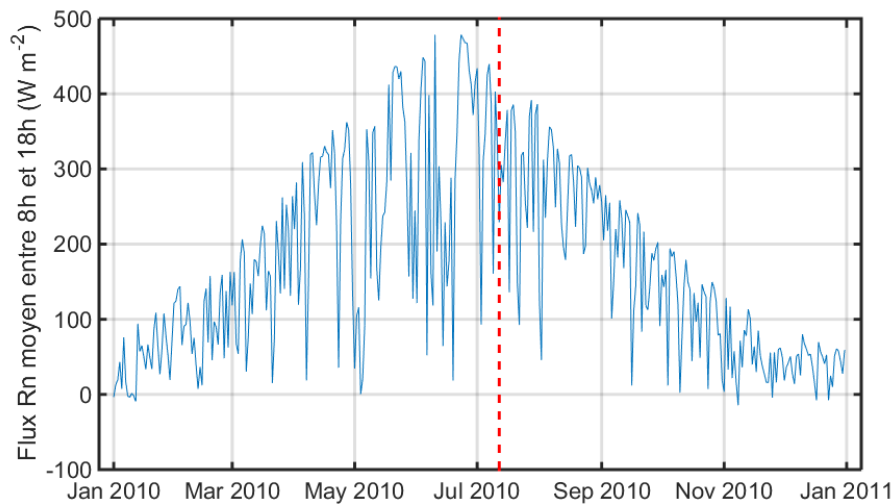


FIGURE 2.12 – Profil temporel de rayonnement net sur la parcelle instrumentée d'Auradé. Les valeurs correspondent à la moyenne journalière entre 8h et 18h.

Le flux de conduction, aussi noté flux G, a aussi été mesuré sur la parcelle flux (Figure 2.13). Connaissant les 4 composantes du bilan d'énergie, nous pouvons alors déterminer sa fermeture, c'est à dire si la somme des flux LE, H et G est égale à la valeur de rayonnement net. Pour la parcelle flux d'Auradé en 2010, (Figure 2.14), on constate que les valeurs montrent de fortes variations. L'ensemble de la gamme est couvert. Le cœur de la saison culturale, au mois de Mai, montre des valeurs de fermeture plutôt faible du bilan, autour de 60%.

## 2.2.2 Profils temporels des variables climatiques au cours de l'année 2010

Les profils temporels des variables climatiques (Figure 2.15) montrent la variation saisonnière du rayonnement et de la température. Le profil de précipitations cumulées montre peu de périodes sans épisode de précipitations. Une période sèche a lieu au cours du mois d'avril, entre les jours 98 (08/04/2010) et 120 (30/04/2010), avec un cumul de 7 mm sur la période.

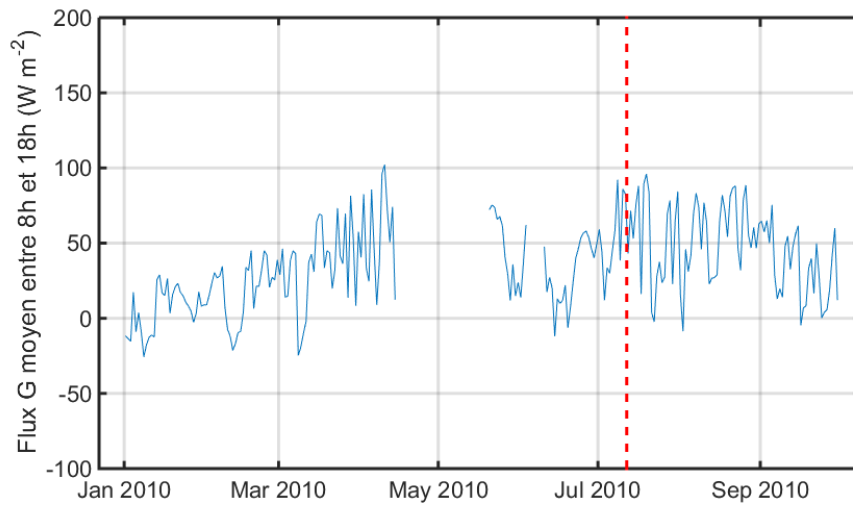


FIGURE 2.13 – Profil temporel de flux de conduction dans le sol sur la parcelle instrumentée d’Auradé. Les valeurs correspondent à la moyenne journalière entre 8h et 18h.

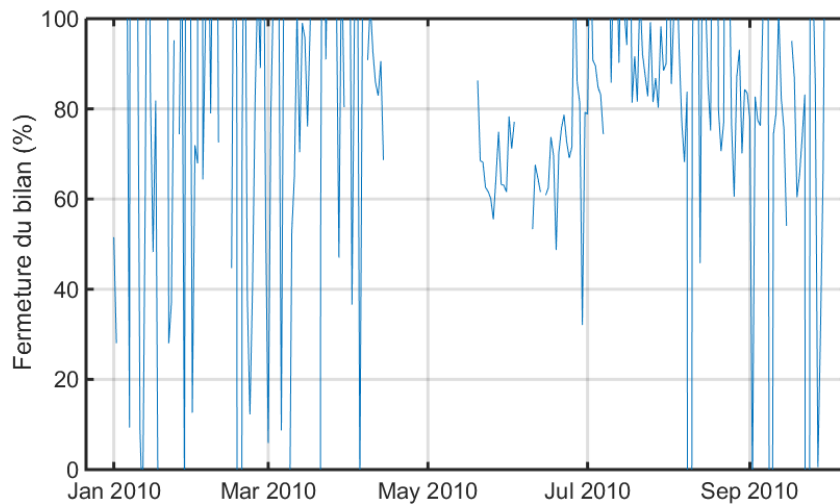


FIGURE 2.14 – Profil temporel de la valeur de fermeture du bilan d’énergie, en pourcentage, au cours de l’année 2010 sur la parcelle flux d’Auradé.

### 2.2.3 Variabilité de la météo entre les deux parcelles instrumentées

Les deux parcelles instrumentées sont distantes d’environ 17 *km*, ce qui correspond à l’étendue de la zone d’étude. La comparaison des données météo issues des stations permet d’obtenir une information sur la variabilité spatiale de la météo. Nous pouvons donc grossièrement estimer si à cette échelle, les parcelles sont

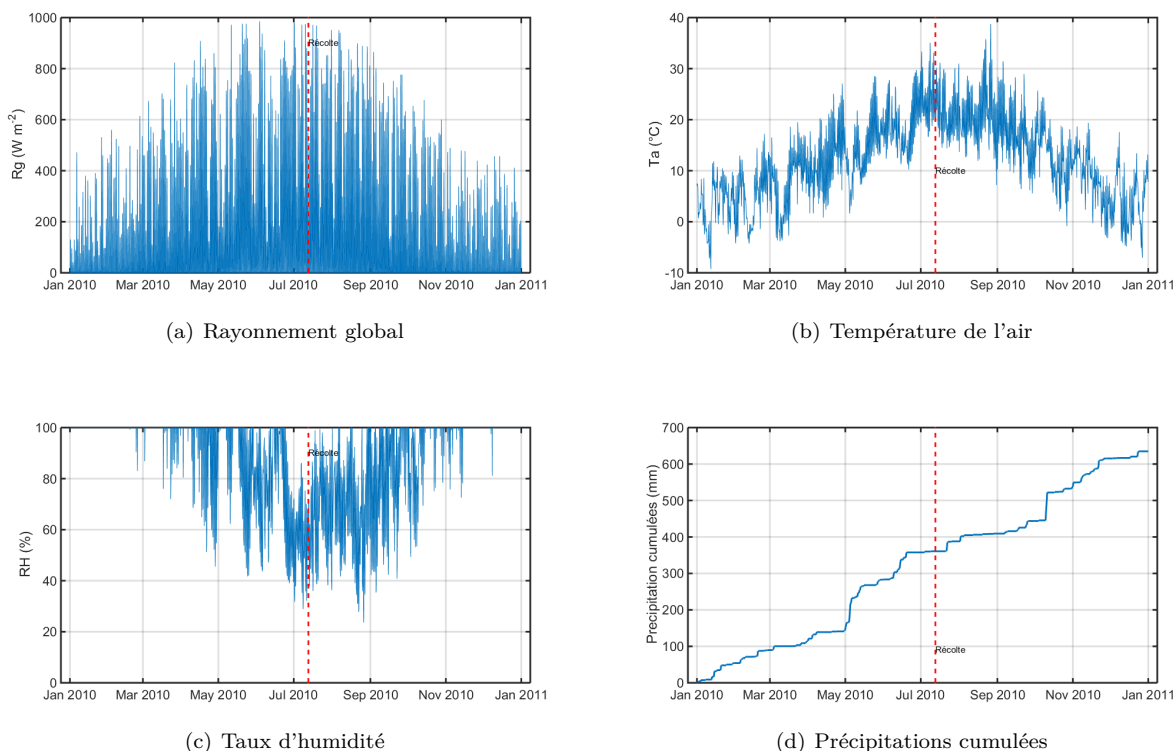


FIGURE 2.15 – Profils temporel des variables météo acquises par la station d'Auradé au cours de l'année 2010

soumises aux mêmes conditions météo, et donc à la même demande climatique.

Seules les données météo peuvent être comparées. En effet les mesures de flux sont effectuées sur deux cultures différentes, blé pour Auradé et maïs pour Lamasquière. Les cycles culturaux sont décalés et la réponse au stress hydrique varie entre les différents types de culture.

La comparaison (Tableau 2.5) des données météo issue des deux stations montre peu de variation entre les deux parcelles instrumentées. On observe un biais faible au cours de l'ensemble de l'année, sur l'ensemble des paramètres d'intérêt. Les précipitations cumulées montrent au maximum une différence de 67 mm. Les conditions météo sur la zone d'étude sont donc similaires au cours de l'année.

## 2.3 Caractérisation de la végétation

Les données de télédétection visible sont aussi utilisées pour caractériser la végétation. De manière générale, une combinaison des différentes bandes spectrales permet de définir un indice de végétation (IV). Ces différents indices s'appuient souvent sur la forte variabilité de la réflectance entre les longueurs d'onde rouge et infrarouge ( $\approx 600nm$ ). L'indice de végétation le plus couramment utilisé est le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) qui est calculé de la façon suivante :

Grandeur Météo	Biais	RMSD	Régression
Rg ( $Wm^{-2}$ )	6,48	56,03	y = 0,936 x + 4,054
Ta (K)	-0,172	1,15	y = 1,003 x + 0,136
RH (%)	11,09	12,58	y = 0,964 x - 7,987
Vent ( $ms^{-1}$ )	0,90	1,52	y = 0,536 x + 0,422
Cumul precip (mm)	24,42	38,89	y = 1,096 x - 56,182

Tableau 2.5 – Comparaison des données météo des stations des parcelles instrumentées d’Auradé et de Lamasquère au cours de l’année 2010

$$NDVI = \frac{\rho_{ir} - \rho_r}{\rho_{ir} + \rho_r} \quad (2.2)$$

Avec  $\rho_{ir}$  la réflectance en proche infrarouge ( $\lambda \approx 800nm$ ) et  $\rho_r$  la réflectance dans le rouge ( $\lambda \approx 600nm$ ). Cet indice simple est disponible pour une majorité des capteurs visible et permet d’informer sur le statut de la végétation à grande échelle.

Cet indice n’est cependant pas parfait pour décrire l’évolution de la végétation dans l’ensemble des situations, il présente en effet une tendance à saturer rapidement et ne plus informer sur l’évolution d’un couvert fortement couvrant. Différents indices ont ainsi été développés pour répondre à ces limitations [Bannari et al., 1995, Haboudane et al., 2004].

Les indices de végétation comme le NDVI ne correspondent cependant pas aux propriétés de la végétation liés aux processus physiques comme la photosynthèse et l’évapotranspiration [Glenn et al., 2008]. Les grandeurs typiquement utilisées sont le taux de couverture (Fc pour fraction-cover), le leaf area index (LAI) ou la fraction de rayonnement photo-synthétiquement actif fAPAR. Les modèles de bilan d’eau et d’énergie utilisent généralement ce type de variables en entrée.

L’inversion de ces propriétés en utilisant une information de télédétection visible représente champ de recherche en lui même. Les méthodes impliquent l’utilisation de modèles de transfert radiatif étalonnés par culture [Carlson and Ripley, 1997] [Baret et al., 2007, Weiss et al., 2007].

Pour cette étude, la végétation sera décrite en utilisant le Green Area Index (GAI). Cet indice est calculé à partir d’images NDVI issues du visible en utilisant l’outil BVnet, qui correspond à la l’étalonnage du modèle de transfert radiatif PRO-SAIL (prospect et SAIL) en utilisant une réseau de neurones [Bsaibes et al., 2009, Baret et al., 2007, Weiss et al., 2007]. Le GAI n’est cependant pas une valeur qui peut être directement associée au LAI, mais se rapproche plus du Plant Area Index (PAI) vert qui correspond à la surface totale de plante verte (feuilles et tiges).

Pour les travaux présentés, nous utilisons une série temporelle de données de GAI issues de FORMOSAT-2 ([Bsaibes et al., 2009]). Pour l’année 2010, 13 images sont disponibles, 4 couvrent le cycle cultural du blé et 9 le cycle cultural du tournesol.

L'extraction a été effectuée par parcelle en utilisant les outils du Système d'Information Environnemental (SIE) mis en place au CESBIO. Le système fournit une valeur moyenne à la parcelle (Figure 2.16 & Figure 2.17) ainsi que les informations d'étendue (écart type, minimum, maximum) et le nombre de pixels utilisés pour chaque parcelle.

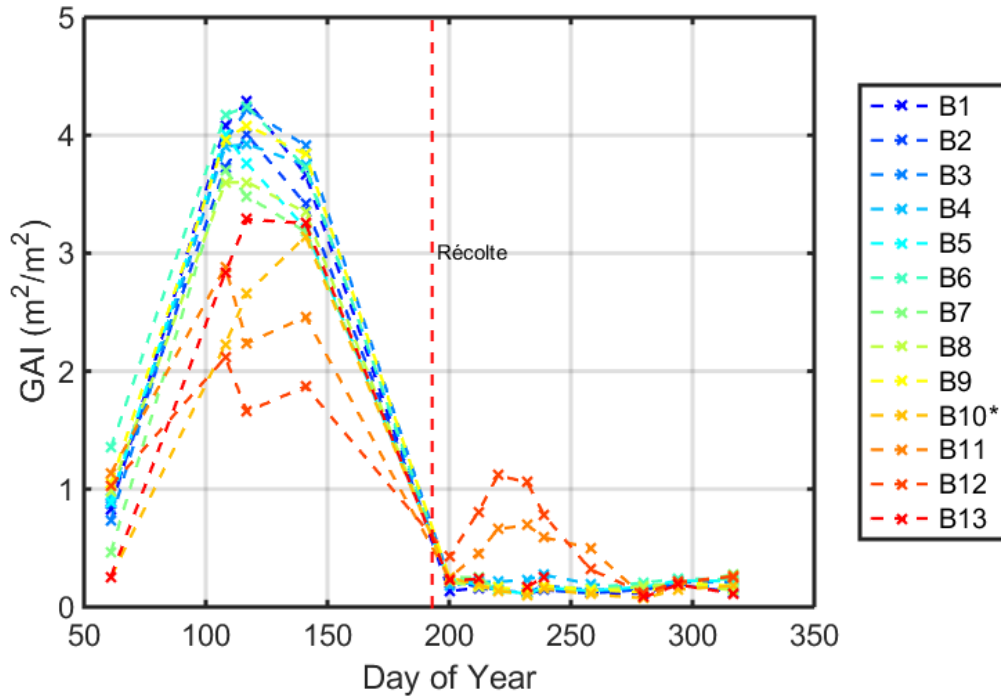


FIGURE 2.16 – Profils temporels du GAI issu de Formosat-2 pour le blé au cours de l'année culturale 2010

Le profil de NDVI duquel est issu le GAI est aussi disponible (Figure 2.18 & 2.19). De même que le NDVI issu de SPOT-4, un autre satellite de télédétection visible.

L'utilisation du GAI comme variable de description de la surface est privilégiée face au NDVI. Nous souhaitons en effet utiliser les produits issus de la télédétection dans le modèle SEtHyS. Ce modèle utilise une grandeur géométrique unique en entrée, le LAI. Ce type de grandeur, est nécessaire pour le calcul du bilan d'eau et d'énergie de la surface. La surface de plante issue du LAI va permettre de décrire la surface totale où les processus d'évapotranspiration ont lieu. Le LAI permet également de calculer le taux de couverture par la végétation pour la partition des flux radiatifs et intervient dans le calcul de la résistance du couvert aux transferts verticaux.

Pour la suite des travaux présentés nous utilisons le GAI plutôt que le LAI. LE GAI permet en effet de prendre en compte la tige dans les processus d'interception du rayonnement et son influence sur les calculs de résistance aérodynamique.

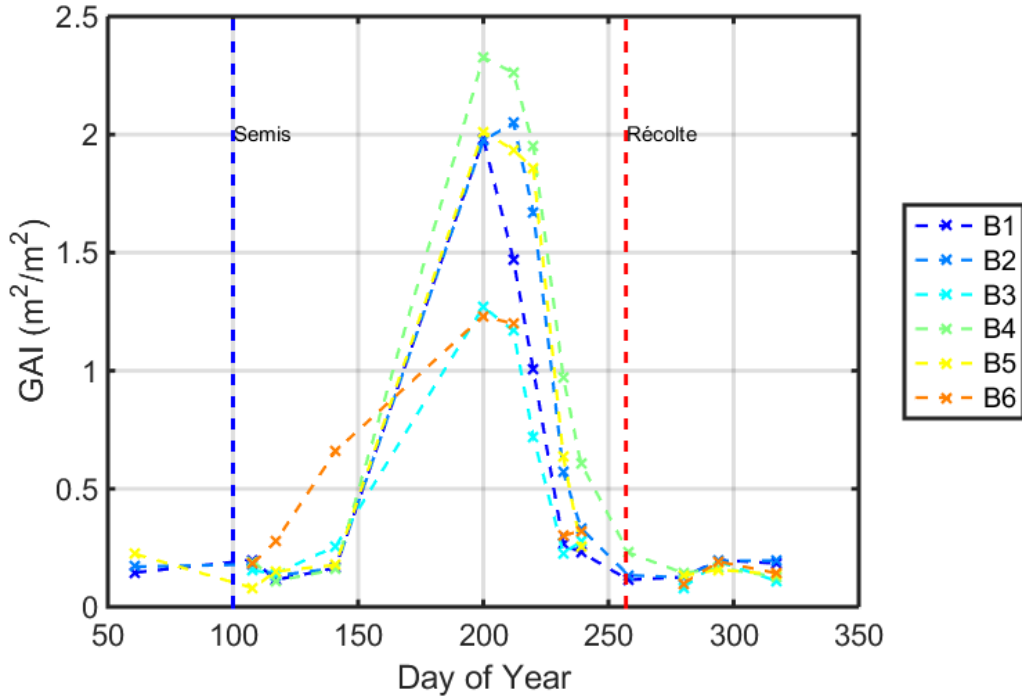


FIGURE 2.17 – Profil temporel du GAI issu de Formosat-2 pour le tournesol au cours de l'année culturale 2010

## 2.4 Météo SAFRAN

### 2.4.1 Caractéristiques des données météo SAFRAN

Les données météo utilisées au cours de cette étude sont issues du système d'analyse SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) de Météo-France [Quintana-Segui et al., 2008]. Il a été originellement développé pour fournir un forçage atmosphérique à des modèles de prévision de la neige et d'estimation du risque d'avalanche [Durand et al., 1993, Durand et al., 1999]. Le système a ensuite été étendu à l'ensemble de la France afin d'alimenter le modèle de surface ISBA ainsi que le modèle hydrologique MODCOU. L'ensemble forme alors la chaîne SIM, pour SAFRAN-ISBA-MODCOU, qui est utilisée de manière opérationnelle par Météo-France. L'adaptation de SAFRAN à l'ensemble de la France a été réalisée afin d'alimenter le modèle ISBA, ce dernier est un modèle de type Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA), du même type que le modèle SEtHyS utilisé pour l'étude. Le système a aussi été utilisé afin de fournir une ré-analyse de données sur une période de plus de 50 ans [Vidal et al., 2010], à partir de 1954.

Le système fournit une information au pas de temps horaire sur une grille de 8 km par 8 km. Les informations météorologiques sont les suivantes [Pagé, 2008] :

- Température de l'air à 2 m au dessus du couvert/sol.
- Rayonnement global incident (visible).

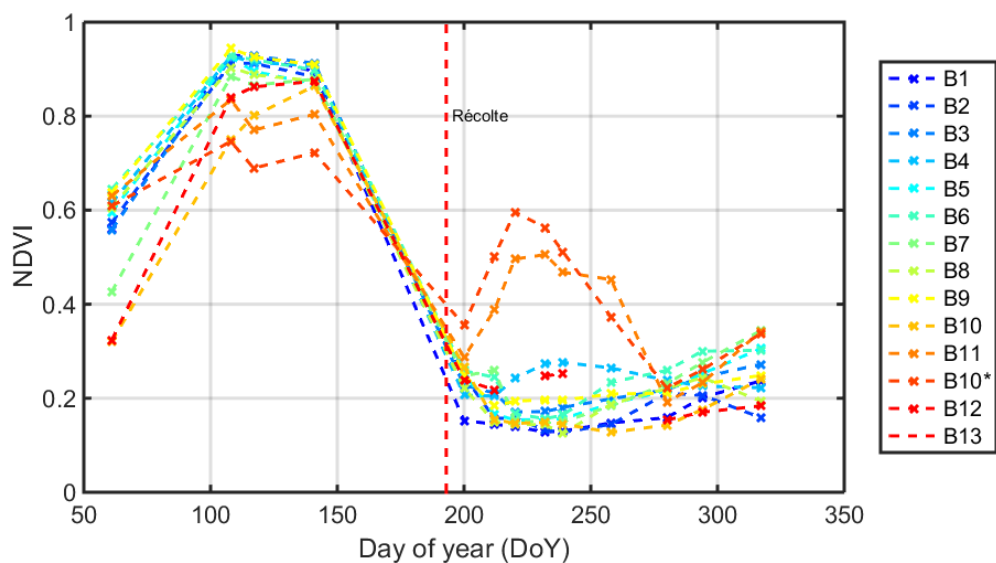


FIGURE 2.18 – Profil temporel du NDVI issu de Formosat-2 pour le blé au cours de l’année culturale 2010

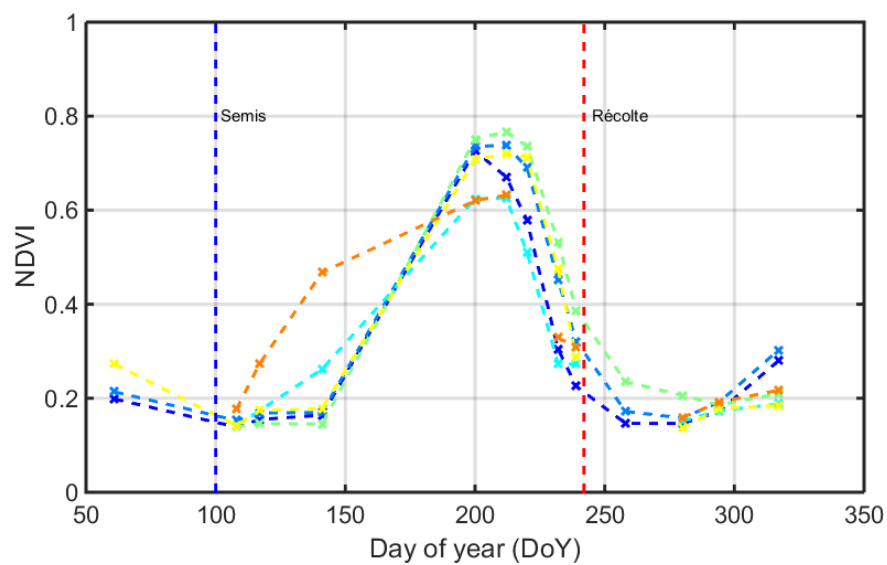


FIGURE 2.19 – Profil temporel du NDVI issu de Formosat-2 pour le tournesol au cours de l’année culturale 2010

- Rayonnement atmosphérique.
- Humidité spécifique à 2 m.
- Vitesse du vent.

— Précipitations.

Les différentes variables météo ont été validées à partir de données de stations [Quintana-Segui et al., 2008, Bigeard, 2014]. Les grandeurs de température et d’humidité montrent un faible biais et RMSE pour le pas de temps horaire. Pour les précipitations, il est conseillé d’utiliser les données journalières, la décomposition horaire n’étant pas suffisamment précise. Les données de rayonnement ainsi que de vent présentent de leur côté un biais fort. Pour le vent, cela est lié à l’interpolation horaire effectuée, qui ne permet pas de modéliser l’ensemble des phénomènes. Le biais sur certaines des données en sortie de SAFRAN peut aussi présenter une légère variation saisonnière.

Les parcelles de blé et de tournesol étudiées sont localisées dans 2 mailles, 8918 et 9007 (Figure 2.4). Pour les parcelles de blé et de tournesol, la météo a été extraite avec les outils du système d’information environnemental mis en place au CESBIO. Celui-ci calcule la météo à chaque parcelle en utilisant les valeurs correspondant à chaque centroïde voisin par la méthode du plus proche voisin.

## 2.4.2 Comparaison avec les mesures des stations météo

Les données météo de la station d’Auradé et de la maille SAFRAN associée (8919) ont été comparées pour l’année 2010 (Tableau 2.6). Les résultats obtenus montrent une bonne adéquation entre les données de réanalyse et les mesures à la station. On observe bien un biais plus important sur le rayonnement global, qui correspond aux observations existantes dans la littérature.

Grandeur	Biais	RMSD	Regression
Rg ( $Wm^{-2}$ )	-13,65	85,12	$y = 0,83 x + 13,70$
Ta (K)	0,21	1,27	$y = 0,99 x + 0,21$
RH (%)	2,58	15,36	$y = 0,64 x + 32,98$
Precip (mm)	-0,15	6,29	$y = 1,01 x - 3,44$

Tableau 2.6 – Comparaison des grandeurs SAFRAN de la maille 8918 et des données de la station météo d’Auradé

Le profil de précipitations cumulées montre une certaine irrégularité (Figure 2.20), qui traduit les différences de prises en compte d’événements de précipitations. Certains sont enregistrés par la station et ignorés dans la réanalyse SAFRAN et inversement. Si les données présentent un profil similaire pour l’année, il n’est pas garanti que la description des événements de précipitation soit entièrement correcte.

## 2.5 Images infrarouge thermique

les données infrarouge thermique utilisées pour cette étude sont issues des satellites LANDSAT 5 et 7 [Goward et al., 2001]. L’ensemble des données a été traité par la chaîne LANDARTs [Tardy et al., 2016]. Cette correction s’appuie sur la détermination de trois grandeurs : le rayonnement atmosphérique, la trans-



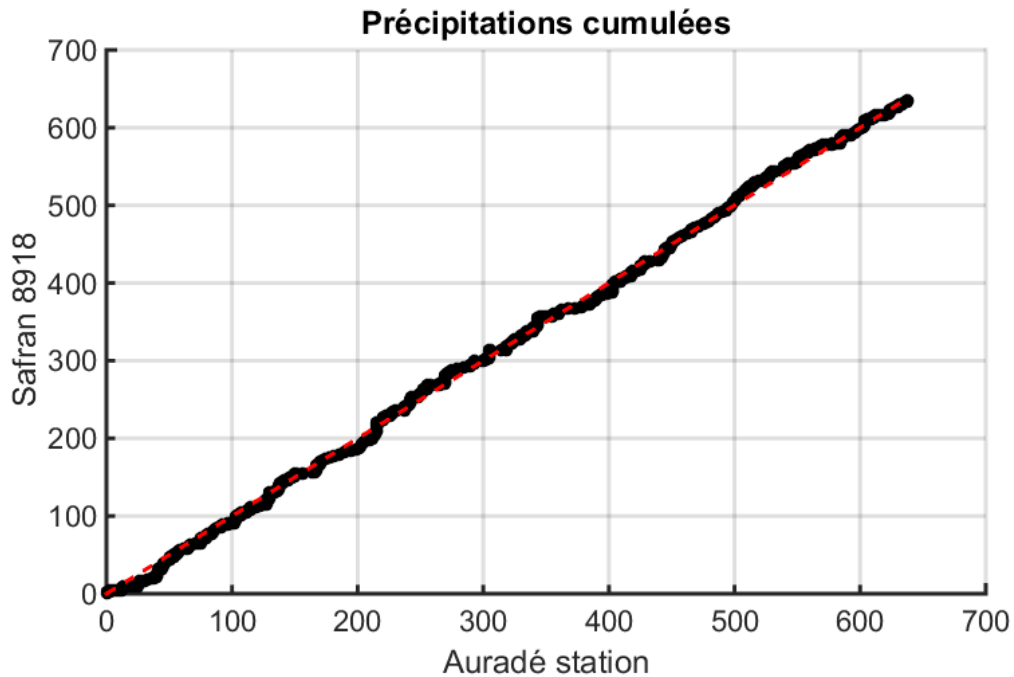


FIGURE 2.20 – Comparaison des précipitations cumulées (en mm) mesurées par la station du site instrumenté d'Auradé et obtenue avec les réanalyses SAFRAN

mittance atmosphérique et l'émissivité de la surface.

Le calcul du rayonnement atmosphérique est effectué en utilisant la base de ré-analyse ERA-interim du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF : <https://www.ecmwf.int/>) [Dee et al., 2011]. L'information de température, pression et humidité relative est extraite pour la colonne d'air du sol au sommet de l'atmosphère. Les paramètres météo ont ensuite été utilisés comme entrée dans le modèle de transfert radiatif MODTRAN [Berk et al., 2005]. La réalisation de deux simulations permet de calculer la contribution du rayonnement atmosphérique au flux lumineux reçu par le capteur, ainsi que la transmittance atmosphérique. Le flux radiatif total de l'atmosphère est la somme du flux ascendant direct et du flux descendant réfléchi par la surface. La connaissance de cette contribution permet de passer d'une température au sommet de l'atmosphère (Top of Atmosphere : TOA) vers une température au sommet de la canopée (Top of Canopy : TOC).

La seconde étape consiste à déterminer l'émissivité de la surface. En effet, le couvert est un corps gris, sa valeur d'émissivité est donc inférieure à 1. La chaîne de traitement utilise les données visible LANDSAT acquises en même temps que l'image thermique pour déterminer la valeur de l'émissivité, en utilisant une loi basée sur le NDVI [Sobrino et al., 2004]. La correction de l'émissivité permet d'obtenir une valeur de température de surface ( $T_s$ ) à partir de la température de brillance au sommet de la canopée.

En sortie de la chaîne de traitement on obtient un ensemble d'images correspondant aux différentes étapes mises en œuvre (Table 2.7). Le masque de nuages est aussi fourni. Pour les images LANDSAT 7 ce dernier filtre aussi les bandes manquantes liées à la défaillance du SLC (Scan-Line Corrector) [Markham et al., 2004] (Figure 2.21).

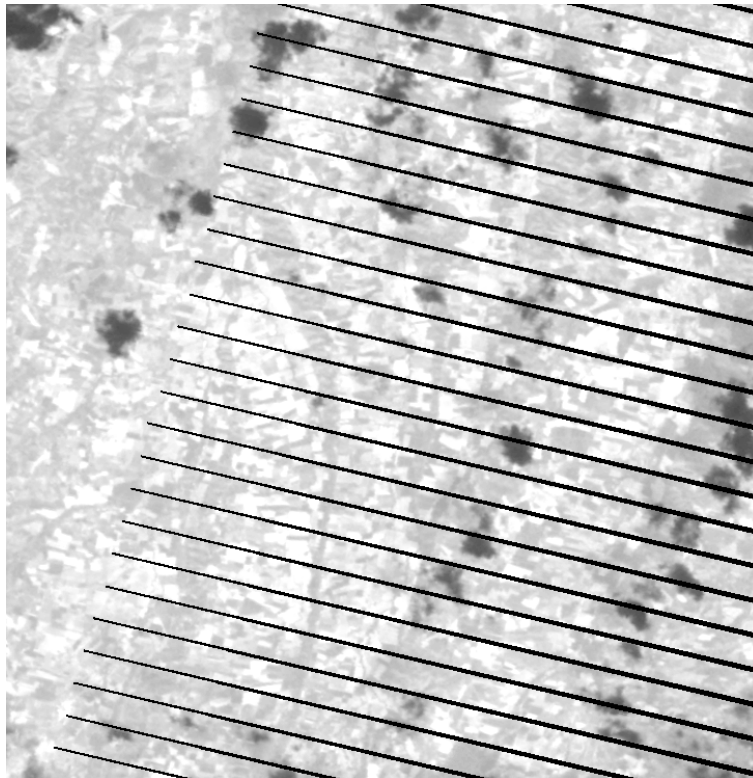


FIGURE 2.21 – Effet de la défaillance du SLC sur images LANDSAT 7. Les bandes noires sont filtrées par l'algorithme.

Image	caractéristique
tbtoc	Température de brillance au sommet de la canopée
tst	Température de surface finale
NDVI	Image NDVI utilisée pour la calcul de l'émissivité
emi	Image de l'émissivité calculée à partir du NDVI
FinalMask	Masque de nuages et de la défaillance SLC (LANDSAT 7 uniquement)

Tableau 2.7 – Fichiers et produits en sortie de la chaîne LANDARTs

La chaîne LANDARTs a été validée en utilisant différents types de données : des données station ainsi que des images thermiques ASTER. Parmi les stations météo utilisées pour la validation, on trouve celle placée sur la parcelle d'Auradé, identifiée comme B10, et de Lamasquère, aussi présentée dans le jeu de données

MCM. Pour ces stations la comparaison des températures de surface montre de bons résultats, avec un RMSE de  $2,55^{\circ}C$  et un biais moyen de  $-1,77^{\circ}C$ .

Pour l'année 2017 on dispose de 39 images, 13 issues de LANDSAT 7 et 26 de LANDSAT 5. Elles sont acquises suivant 2 orbites, identifiées comme les orbites (notées path) 198 et 199. La latitude est identifiée par la variable notée ROW, les images sont situées sur le ROW 030. Plus d'information sur le système de coordonnées utilisé pour les données LANDSAT peut être trouvée à cette adresse (<https://landsat.gsfc.nasa.gov/the-worldwide-reference-system/>) ou dans le manuel d'utilisation des données LANDSAT-7 [Irish, 2000].

Pour l'ensemble des parcelles, les nuages ont été filtrés avec le masque de nuages et un second filtrage a été effectué de manière visuelle. Les données ont été extraites pour chaque parcelle ; De la même manière que pour le radar, on utilise une moyenne à la parcelle. Le cycle cultural du blé est échantillonné par 11 images et le cycle cultural du tournesol par 14 images. Pour le blé, les images couvrent une période allant du jour 57 au jour 192, le temps moyen de revisite est de 13 jours en considérant les L5 et L7, mais l'intervalle entre deux acquisitions n'est pas régulier, on dispose parfois d'acquisitions pour deux jours successifs tandis que dans d'autres cas la période peut être bien plus longue, 40 jours au maximum entre les jours 64 et 104. Pour le tournesol, la situation est similaire avec un temps de revisite moyen de 10 jours et le plus grand intervalle observé du jour 161 au jour 192, 31 jours.

#### **Remarque sur la taille de parcelle**

Si les images en sortie sont à une résolution de  $30m$ , la résolution native des capteurs est inférieure,  $120m$  pour LANDSAT 5 et  $60m$  pour LANDSAT 7. Les images à  $30m$  sont issues d'une désagrégation effectuée par l'USGS. Malgré la haute résolution, certaines parcelles sont de petite taille, inférieure à 5 ha, et n'utilisent les données que d'un faible nombre de points, inférieur à 50, comme les parcelles B6 et B11-B12. Les conclusions faites sur ces parcelles doivent donc être prises avec précaution.

#### **Remarque sur la température de surface**

La température de surface obtenue par télédétection correspond à ce que l'on appelle parfois la température de peau. il ne s'agit que de la contribution de la surface observée, c'est à dire le sommet de la canopée, au rayonnement. Cette grandeur est légèrement différente de ce que la température du couvert, dans la canopée.

[Norman and Becker, 1995]

## **2.6 Résumé des données de télédétection utilisées pour les travaux**

L'ensemble des données utilisées pour les travaux de thèse est résumé dans le tableau suivant (Tableau 2.6).

Domaine spectral	Satellite	Résolution spatiale des images	Revisite	Nombre d'images	Utilisation
Visible	Formosat-2	8 m	1 jour	13	Traitement par BV-Net pour obtention d'un indice foliaire GAI
IRT	LANDSAT 5/7	30 m (120m ou 60m désagrégé)	16 jours	33	Traitement par LANDARTs pour obtention de la température de surface (Ts)
Radar bande-C	Radarsat-2	5 m	Variable	26	Utilisation du coefficient de rétrodiffusion sur 4 polarisation : VH, VV, HH et HV

Tableau 2.8 – Résumé des données de télédétection utilisées pour les travaux de thèse

## 2.7 Données sol

Nous disposons aussi d'information supplémentaire sur le sol de la zone d'étude. Il s'agit de cartes de sol établies par le CESBIO. Ces cartes ont été établies à partir de données de la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (CACG, [www.cacg.fr](http://www.cacg.fr)) ainsi que de la Chambre d'Agriculture de Haute-Garonne ([www.hautegaronne.chambre-argiculture.fr](http://www.hautegaronne.chambre-argiculture.fr)). Nous utilisons deux informations issues de ces cartes : la profondeur de sol (Figure 2.22) ainsi que le pourcentage en argile (Figure 2.23). L'information de profondeur de sol est d'intérêt car nous n'avons aucune information sur cette grandeur, qui a une forte influence sur la taille de la réserve utile. La carte de pourcentage d'argile permet de comparer l'information par parcelle aux prélèvements ayant eu lieu lors de la campagne MCM'10.

Les cartes permettent d'obtenir une estimation des deux grandeurs, mais restent limitées en comparaison de données terrain. En effet les deux grandeurs sont réparties dans 4 classes pour la profondeur et 8 classes pour le pourcentage d'argile. Ces cartes apportent une information sur la variabilité des sols des différentes parcelles et seront utilisées de deux façons. Dans un premier temps comme des variables explicatives des comportements hydriques, dans le cas de l'analyse des données infrarouge thermique, et comme première paramétrisation des propriétés de sol dans le modèle. De la même façon que pour les autres données utiles, nous utilisons une moyenne de la valeur à la parcelle.

La comparaison des extractions de la carte de pourcentage en argile avec les données des prélèvements de sol montre que la variabilité visible sur la carte des sols se retrouve bien. Les prélèvements montrent une meilleure granularité dans les résultats.

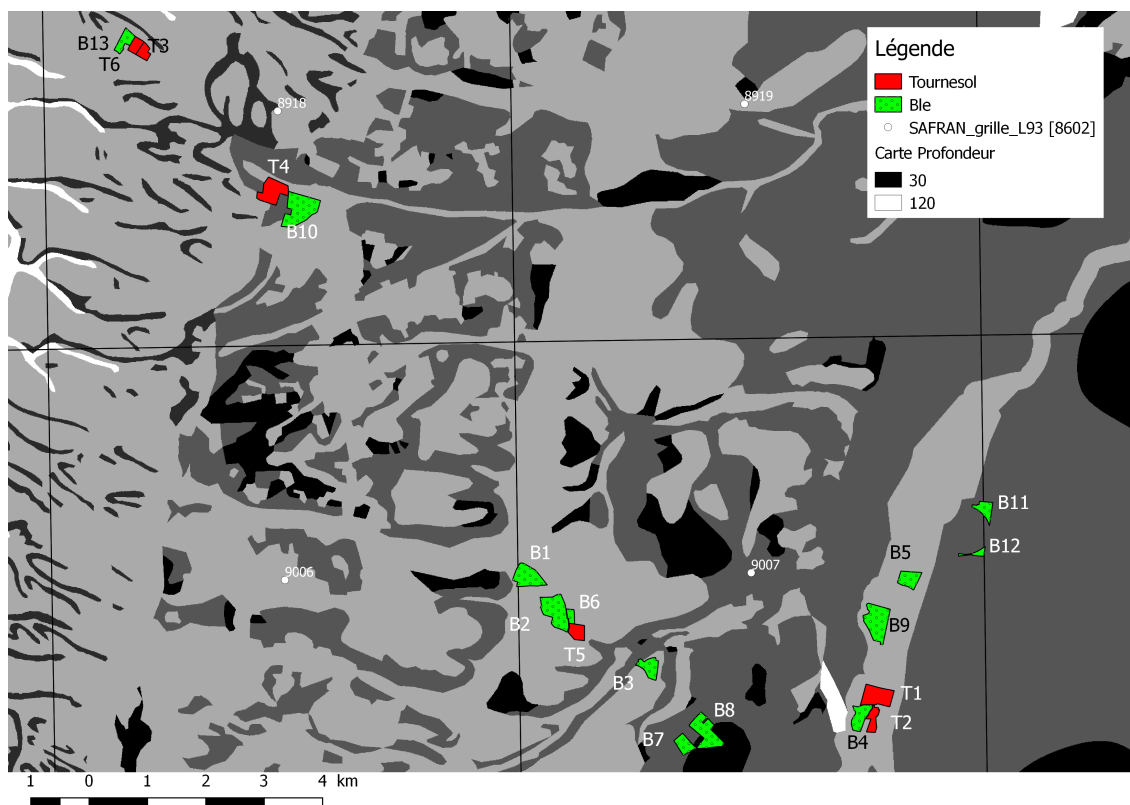


FIGURE 2.22 – Carte de profondeur des sols sur la zone d'étude

## 2.8 Utilisation des données dans les travaux

Les travaux présentés dans ce document portent sur l'analyse de la sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C ainsi que le la température de surface aux propriétés de la surface. Cette analyse est réalisée de façon spatiale, entre les différentes parcelles, et temporelle, au cours du cycle cultural du blé et du tournesol.

L'objectif est dans un premier temps d'identifier si les variations de signal mesurées peuvent être liées à des variations de l'état de surface, en terme d'humidité ou de développement de la végétation. Cette étude étant réalisée afin d'informer la modélisation, il est aussi d'intérêt de mettre en évidence les périodes où un type de capteur est sensible aux variations de propriétés de surface. La connaissance des périodes de sensibilité permet d'utiliser les données de manière informée et d'éviter d'introduire des incertitudes supplémentaires dans le modèle, qui peuvent augmenter l'incertitude, qui se propage de manière non-linéaire sur les sorties du modèle.

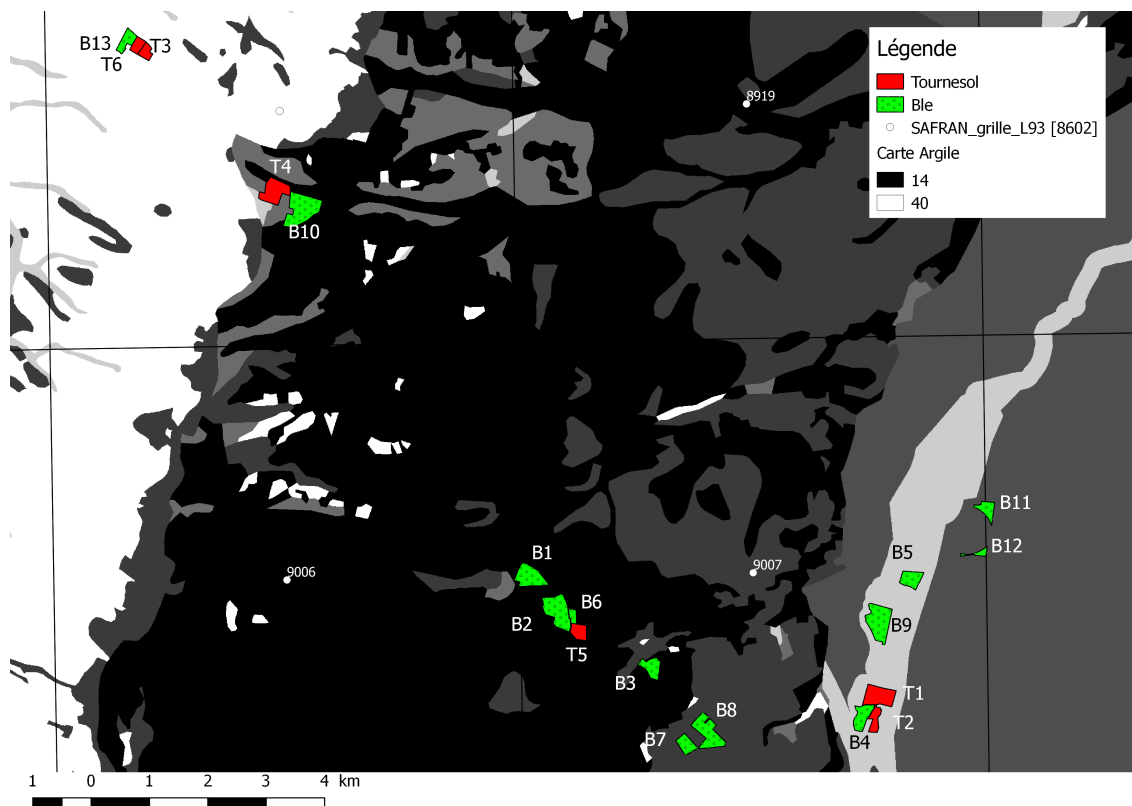
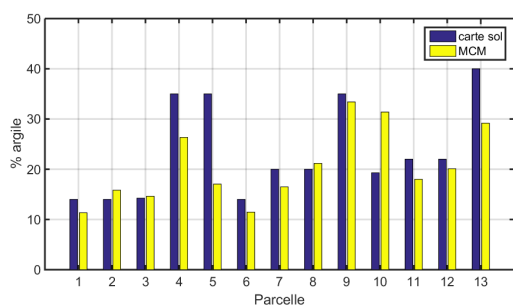
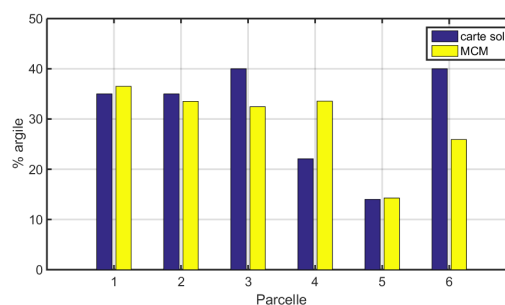


FIGURE 2.23 – Carte du pourcentage en argile de sols sur la zone d'étude



(a) Blé



(b) Tournesol

FIGURE 2.24 – Valeur du pourcentage d'argile à la parcelle extraite de la carte des sols et issue des prélèvements de la campagne MCM'10

## Chapitre 3

# Analyse de la variabilité spatio-temporelle du coefficient de rétrodiffusion radar au cours du cycle cultural du blé et du tournesol

### 3.1 Introduction

Les données de télédétection radar présentent un fort intérêt pour l'étude des surfaces continentales. La capacité d'effectuer des acquisitions à travers un couvert nuageux ainsi que la possibilité de dépointer l'antenne offre une grande flexibilité pour suivre l'évolution des surfaces. Pour le cas spécifique de l'étude de surfaces agricoles, ces capacités présentent un fort intérêt, principalement pour les cultures d'hiver sous nos latitudes. La nébulosité plus importante au début de l'année civile limite les possibilités d'utilisation d'instruments utilisant le domaine visible. Cette période est aussi celle qui présente une forte variation des états de surface, avec le développement du couvert.

La télédétection radar est sensible à la rugosité de la surface observée ainsi qu'à sa permittivité diélectrique. Ces paramètres évoluent avec l'état de surface au cours de la saison culturale. D'un point de vue physique, ce développement du couvert végétal peut être apprécié comme l'apparition d'une couche de diélectrique sur le sol. Dans le cas où le sol est nu la contribution de la rugosité est celle directement mesurable au niveau du sol, qui est généralement caractérisée en utilisant une hauteur RMS où une longueur de cohérence. L'effet de la permittivité sur le coefficient de rétrodiffusion est lié à la texture et à l'humidité superficielle du sol. Le développement de la végétation va modifier la rugosité observée, il s'agit alors de la rugosité issue de la canopée. Celle-ci va dépendre du type de couvert et de la distribution angulaire des feuilles, qui va varier d'érectophile, avec les feuilles verticales comme dans le cas du blé, à planophile, avec des feuilles horizontales comme pour le tournesol. La permittivité va cette fois-ci être déterminée par la végétation et dépendre principalement de son taux de couverture et de son contenu en eau.

Cette sensibilité au sol à la végétation n'est pas binaire, au cours du développement de la végétation, la contribution majoritaire évolue (Figure 3.1). Les conditions variables du sol et du couvert limitent l'utilisation du radar seul pour l'observation de la surface. La possibilité de cas d'équifinalité, avec la contribution de deux phénomènes dans des proportions différentes fournissant la même mesure, est forte au moment de ce basculement.

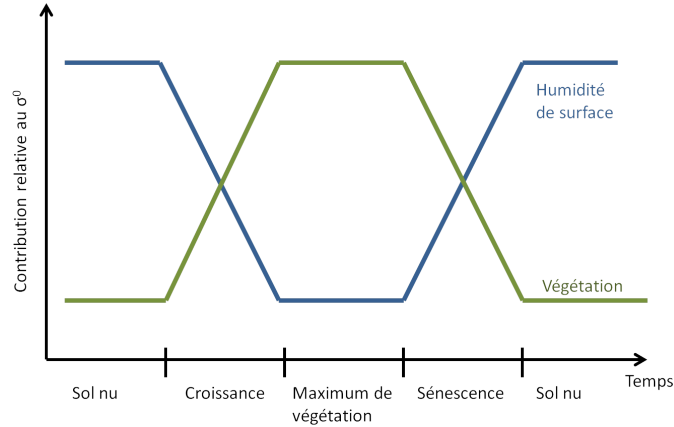


FIGURE 3.1 – Schéma de principe illustrant l'évolution des contributions de l'humidité de surface et de la végétation au  $\sigma^0$  radar pendant le cycle cultural (en considérant la rugosité du sol comme fixe pendant le cycle cultural)

Ce basculement entre les contributions va dépendre du type de couvert mais aussi de la longueur d'onde utilisée [Hajj et al., 2014, Balenzano et al., 2011, Baghdadi et al., 2009]. Nous avons vu précédemment que la profondeur de pénétration évolue linéairement avec la longueur d'onde pour une même surface observée. Les périodes pendant lesquelles les contributions du sol et de la végétation seront mélangées seront donc plus importantes pour les données acquises avec une plus grande longueur d'onde.

L'objectif de l'étude présentée dans la suite du document est d'analyser la sensibilité du signal radar aux propriétés de surface de parcelles de blé et de tournesol. L'étude est spatiale et temporelle. Dans un premier temps nous cherchons à identifier une variabilité des propriétés de surface entre parcelles pour une unique acquisition afin de discriminer les parcelles suivies en terme de taux de couverture, hauteur du couvert, humidité de surface, déphasage de levée etc. Cette variabilité pourra ensuite être utilisée dans des scénarios de modélisation. Dans un second temps nous examinons la variabilité temporelle liée au développement de la végétation. Ceci a pour but d'identifier la sensibilité du signal radar à l'évolution du couvert végétal et les périodes pour lesquelles cette sensibilité est utilisable. L'étude se focalise sur le cas de parcelles du Sud-Ouest de la France, ce type d'approche a déjà été utilisé dans le cas de cultures en Tunisie [Bousbih et al., 2017].

Les propriétés de surface étudiées en regard du coefficient de rétrodiffusion radar sont l'humidité de surface ainsi que deux indicateurs de développement de la végétation : le GAI, issu des observations de télédétection,



et la hauteur du couvert mesurée in-situ. Pour l'ensemble de ce chapitre nous travaillons dans l'hypothèse que la rugosité du sol nu est faible et invariante au cours du cycle cultural au sein d'une même culture, de blé ou de tournesol. Cet état de rugosité était qualifié de « préparé lisse » par Fieuzal [Fieuzal, 2013].

Les données utilisées sont celles issues de l'imageur radar bande-C embarqué dans Radarsat-2. Il s'agit d'une information quadruple-polarisation : VV, VH, HH et HV. Les valeurs de coefficient de rétrodiffusion ont été moyennées à l'échelle de la parcelle. Nous étudions la contribution de chaque polarisation ainsi que de deux rapports de polarisation : VH/VV et HH/VV. Nous avons choisi le rapport entre deux co-polarisations, qui vont répondre différemment à la structure de la plante et un rapport entre co et cross polarisation, similaire à celles qui sont disponibles pour Sentinel-1.

L'ensemble des études de sensibilité est réalisé avec la même méthode. Nous utilisons les données réelles et non une interpolation entre deux dates. Ceci limite le nombre de points de mesures dont nous disposons mais permet d'assurer la cohérence entre l'acquisition satellite et la mesure in-situ lorsque les conditions de surface varient rapidement devant la fréquence de revisite. Pour cela nous utilisons les acquisitions réalisées sur une fenêtre de 5 jours. L'analyse se fait alors avec un calcul de corrélation entre les deux jeux de données, avec calcul de la p-value. Cette grandeur va nous servir de test de significativité. En effet, nous ne disposons que d'un nombre limité de parcelles, 13 pour le blé et 6 pour le tournesol, la significativité statistique des corrélations n'est pas assurée comme cela peut être le cas dans des études à plus grande échelle. Ce test va donc nous permettre de caractériser la qualité de notre étude de sensibilité. Une corrélation montrant une p-value inférieure à 5% (0.05) montre un niveau de significativité supérieur à 95%. Une régression est ensuite calculée entre les deux jeux de données, celle ci nous donne les caractéristiques de la relation entre ces derniers : coefficient de détermination ( $R^2$ ), RMSE et pente. La régression a pour but d'identifier les polarisations les plus sensibles au paramètre de surface étudié. Les pentes les plus importantes obtenues par régression permettront d'identifier les polarisations les plus sensibles.

## 3.2 Variation temporelle du signal radar pour le jeu de parcelles suivies

L'étude du comportement du signal radar au dessus des couverts était un des objectifs de la campagne MCM'10. Elle a permis de mettre en évidence l'évolution des signaux pour l'ensemble des polarisations sur les 5 couverts étudiés [Fieuzal, 2013]. Ces travaux faisaient suite aux d'études sur le blé basées sur l'utilisation de modèle de transfert radiatif radar [Picard et al., 2003] et de diffusiomètres terrestres en laboratoire [Brown et al., 2003] et sur d'autres cultures [Mattia et al., 2003, Veloso et al., 2017]. Ces différentes études ont permis de caractériser le coefficient de rétro-diffusion du signal radar en bande-C pour différentes configurations de capteurs ainsi que son évolution au cours du cycle cultural de la culture.

Le profil du coefficient de rétro-diffusion en bande-C sur une culture de blé est caractéristique des plantes à feuilles étroites [Macelloni et al., 2001] et identifiable directement. Il se caractérise par une baisse linéaire du coefficient de rétro-diffusion pendant la période de croissance suivi d'une augmentation linéaire au cours

de la sénescence. R.Fieuzal [Fieuzal et al., 2012] a constaté une dynamique de l'ordre de  $6dB$  en amplitude au cours du cycle cultural. Celle-ci varie suivant les polarisations, avec la polarisation VV qui montre la plus forte dynamique,  $10dB$ .

Le tracé du profil temporel du signal radar moyen sur l'ensemble des parcelles (Figure 3.2) met bien en évidence les deux tendances associées à la culture du blé. On observe bien que le signal des cross-polarisation (VH et HV) montre un niveau moyen bien plus faible que celui des co-polarisation (VV et HH). De plus, le profil caractéristique du blé est plus marqué pour la polarisation VV, dont on retrouve la dynamique de  $8dB$  au cours du cycle cultural.

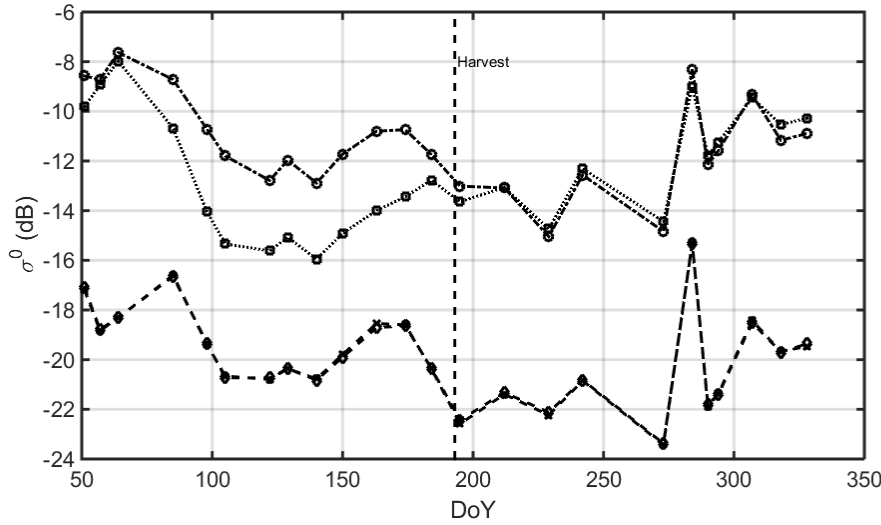


FIGURE 3.2 – Profil temporel moyen du coefficient de rétro-diffusion moyen pour les 4 polarisations sur l'ensemble des parcelles de blé observées

La littérature sur le tournesol est plus limitée. La principale étude utilisant une série temporelle de données sur cette culture est celle de Fieuzal [Fieuzal, 2013]. Quelques études ont porté sur l'estimation de la biomasse via une modélisation du transfert radiatif et des réseaux de neurones [Del Frate and Wang, 2001]. La campagne de mesures Alpilles RESEDA (REmote SEnsing and Data Assimilation) [Olios et al., 2002] a aussi effectué des mesures sur le tournesol et associé une modélisation du transfert radiatif de la culture [Wigneron et al., 2002]. L'évolution de la sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la dynamique des conditions de surface à fine échelle n'est que peu étudiée.

Le profil temporel du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C du tournesol présente un comportement opposé à celui observé pour le blé (Figure 3.3). Ce comportement a déjà été étudié pour les données de la campagne MCM'10 [Fieuzal and Baup, 2014]. Il présente une augmentation du coefficient de rétro-diffusion au cours de la croissance de la culture. Ce comportement correspond à celui observé pour des plantes à feuilles larges [Macelloni et al., 2001]. On observe ensuite un plateau du coefficient de rétrodiffusion au cours de la période de maximum de végétation. La sénescence est marquée par une baisse du coefficient de rétrodiffu-

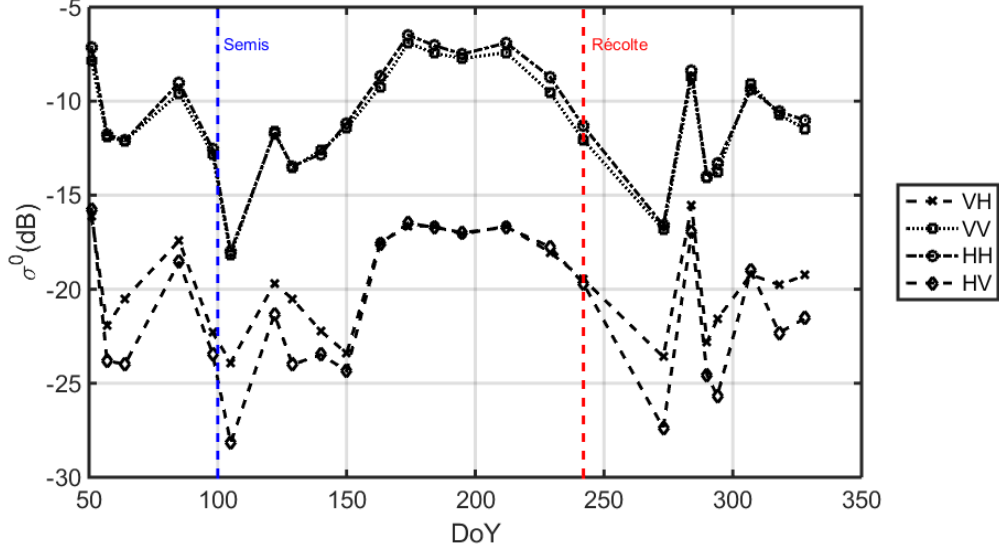


FIGURE 3.3 – Profil temporel du coefficient de rétro-diffusion moyen pour les 4 polarisations sur l'ensemble des parcelles de tournesol observées

sion. Contrairement au blé on observe la même dynamique dynamique sur les co-polarisations et différence d'amplitude supérieure à  $5dB$  avec les cross polarisations.

Contrairement au blé, l'ensemble du cycle culturel du tournesol est observé, c'est à dire que l'on a accès à la période de sol nu entre le semis et l'émergence du tournesol. Cette première période est marquée par de fortes variations du changement du coefficient de rétro-diffusion radar entre le dates d'acquisitions successives. Ces variations ne sont pas monotones. Il apparait possible de les attribuer à des variations d'humidité de surface car la végétation n'est pas développée et les interventions impactant la rugosité de surface sont limitées. Les variations deviennent monotones à partir du jour 150 (30/05/2010). La variation de coefficient de rétro-diffusion à partir du jour 150 est de l'ordre de 6 dB. Cette variation est plus faible pour les co-polarisations, avec des valeurs respectives de 5,2 dB et 4,9 dB pour les polarisations VV et HH. La variation du  $\sigma^0$  vaut 6,8 dB pour la polarisation VH et 7,9 dB pour HV.

### 3.3 Utilisation des données satellite et in-situ utilisées pour les études de sensibilité

Pour chaque étude, nous nous appuyons sur un jeu de données acquis par satellite ou in-situ. Pour chaque parcelle, nous utilisons la valeur moyenne de  $\sigma^0$ , de GAI ou d'humidité de surface. Nous identifions les données par le jour de l'année (DoY) pour lequel la mesure ou l'acquisition a été effectuée.

### 3.3.1 Pour l'étude de la sensibilité à l'humidité de surface

Pour l'étude de la sensibilité du  $\sigma^0$  bande-C à l'humidité de surface (TSM) nous disposons de données in-situ mesurées dans une fenêtre de 1 jour autour de l'acquisition radar (Tableau 3.1). L'humidité de surface est mesurée sur les 5 premiers *cm* de sol. Pour l'étude spatiale, nous avons fait l'hypothèse que les parcelles d'une même culture présentent des propriétés de surface similaires en terme de rugosité. Pour l'étude multi-dates (dynamique temporelle), nous cherchons à identifier la période seuil pour laquelle le radar bande-C ne montre plus de sensibilité à l'humidité de surface. L'échantillonnage temporel des données est fin, avec un couple de mesures tous les 15 jours environ.

Date survol RADARSAT-2	Date survol RADARSAT-2 (DoY)	Date mesure in- situ TSM (DoY)	Utilisée pour blé	Utilisée pour tour- nesol
20/02/10	51	51	x	
26/02/10	57	58	x	
05/03/10	64	64	x	
14/04/10	105	104	x	x
02/05/10	122	121	x	x
09/05/10	129	130	x	x
20/05/10	140	140	x	x
30/05/10	150	151	x	x
12/06/10	163	162	x	x
23/06/10	174	174	x	x
03/07/10	184	183	x	x
14/07/10	195	196	x	x
31/07/10	212	210		x
17/08/10	229	229		x
30/08/10	242	242		x
30/09/10	273	277		x

Tableau 3.1 – Jour d'acquisition des couples de données utilisées pour l'étude de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma^0$  radar bande-C à l'humidité de surface (TSM)

### 3.3.2 Pour l'étude de la sensibilité au GAI

Pour l'étude de la sensibilité du  $\sigma^0$  bande-C au GAI la situation est moins favorable que dans le cas précédent. Le GAI étant un indice biophysique déterminé à partir du NDVI, nous sommes dépendants des dates d'acquisition disponibles dans le domaine visible. L'obtention de données synchrones n'est pas possible de façon régulière. Nous avons de plus fait le choix d'utiliser les données de GAI réelles (non interpolées) pour les mêmes raisons de cohérence temporelle des différentes données. Les données radar ont été sélectionnées suivant la proximité de leur date d'acquisition à celles du GAI (Tableau 3.2).

L'échantillonnage temporel du cycle cultural varie fortement entre les cultures. Pour le blé, on ne dispose que de 4 dates d'acquisition. La croissance est identifiable par la présence d'un point minimal au jour 61 et d'un point maximal au jour 108, mais est fortement sous échantillonnée. La sénescence du blé n'est simple-

Date GAI	DoY GAI	Date radar associée	Date TSM utilisée	Blé	Tournesol
02/03/2010	61	64	64	x	
18/04/2010	108	105	104	x	x
27/04/2010	117	122	121	x	x
21/05/2010	141	140	140	x	x
19/07/2010	200	195	196		x
31/07/2010	212	212	210		x
08/08/2010	220				x
20/08/2010	232	229	229		x
27/08/2010	239	242	242		x
15/09/2010	258				x
07/10/2010	280	284	285		x

Tableau 3.2 – Dates d’acquisition utilisées pour le GAI et le radar

ment pas observée. Pour le tournesol, c’est la période de croissance que l’on n’échantillonne pas bien, avec une période de 50 jours entre les acquisitions du jour 140 et du jour 195.

### 3.4 Sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l’humidité de surface

L’objectif de cette partie est d’examiner la sensibilité du radar à l’humidité de surface pour les deux couverts d’intérêt : le blé et le tournesol. L’étude utilise l’ensemble des données acquises au cours du cycle cultural. Il s’agit dans un premier temps d’identifier les variabilités entre parcelles d’une même culture, puis utiliser la série de données multi-dates pour l’étude de la sensibilité à l’humidité de surface. Ce suivi temporel vise à identifier les périodes pour lesquelles l’utilisation de données radar bande-C ne permet plus d’obtenir une information sur l’évolution de l’humidité de surface mais présente au contraire une sensibilité aux caractéristiques du couvert végétal. L’identification de ces périodes est nécessaire afin d’évaluer l’utilisation possible qui peut être faite de ce type de données pour informer ou contraindre la modélisation sur l’initialisation d’humidité de surface ou le pilotage par le couvert végétal.

L’approche prise est donc simple en regard des méthodes développées pour inverser l’humidité de surface à partir de données de télédétection radar actif. Lesdites méthodes sont généralement utilisées pour un sol nu en utilisant une relation empirique calibrée sur une base de données d’apprentissage [Baghdadi et al., 2007], en se basant sur des couples d’images acquises à différents angles d’incidence [Zribi et al., 2005, Baghdadi et al., 2008]. D’autres méthodes se basent sur des modèles de transfert radiatif radar [Wagner et al., 1999]. Certaines méthodes d’inversion d’humidité de surface tentent aussi de s’affranchir de la contribution de la végétation au signal rétro-diffusé en modélisant le couvert sous forme d’un nuage de diffuseurs approximatés par des gouttes d’eau (Water Cloud model [Attema and Ulaby, 1978]) [Joseph et al., 2010].

### **3.4.1 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface**

Dans un premier temps nous avons étudié la sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface. Cette étude a été réalisée pour l'ensemble des polarisations simples ainsi que les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH. Les résultats complets se trouvent en annexe de ce document. Les calculs de corrélations ne montrent que peu de résultats significatifs. Il n'est donc pas possible de conclure sur l'identification d'une variabilité spatiale entre les parcelles pour une même acquisition radar sur notre zone d'étude limitée en hétérogénéité spatiale.

### **3.4.2 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité multi-dates d'humidité de surface**

La seconde partie de l'étude de sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface porte sur le suivi multi-dates de cette variable. L'objectif est ici différent du cas précédent : le suivi multi-dates de l'humidité de surface peut permettre de contrôler les trajectoires du modèle tôt dans le cycle cultural. L'approche temporelle peut aussi être utilisée pour identifier les périodes pour lesquelles le coefficient de rétrodiffusion radar bande-C est bien corrélé à l'humidité de surface et celles pour lesquelles il ne montre aucune sensibilité. Cette identification des périodes de sensibilité permet de préciser l'emploi qui sera fait des images radar.

Dans un premier temps, nous étudions la série temporelle complète acquise pour chaque culture afin d'identifier s'il existe une sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural. Nous utilisons ensuite les données de façon cumulée pour étudier la variation de sensibilité avec le développement du couvert et identifier des seuils sur les variables caractérisant le couvert végétal (GAI, NDVI, hauteur) qui marquent le passage d'une période de sensibilité à l'humidité de surface à son absence.

Comme précédemment, l'étude s'intéresse aux polarisations simples ainsi qu'aux rapports de polarisation VV/HH et VV/VH. Contrairement à l'étude sur la variabilité spatiale, on s'attend à observer de meilleurs résultats d'un point de vue statistique : nous utilisons un nombre de points bien plus important et la variabilité multi-dates de l'humidité de surface est bien plus importante également, avec une variation maximale de, 34,8% pour le blé et de 28,3% pour le tournesol.

#### **Cas du blé**

##### **Sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural**

L'utilisation de l'ensemble de la série multi-dates donne des corrélations significatives, sur le critère de la p-valeur, pour les 4 polarisations simples. La p-valeur maximale observée est de 0,0043 pour la polarisation VV. Le calcul des corrélations entre coefficient de rétrodiffusion et humidité de surface (Figure 3.4) montre des valeurs qui restent faibles, elle ne dépassent pas 0,5. On constate que la polarisation VV donne la corrélation la plus faible, elle est deux fois moins importante que celle observée pour les trois autres polarisations simples.

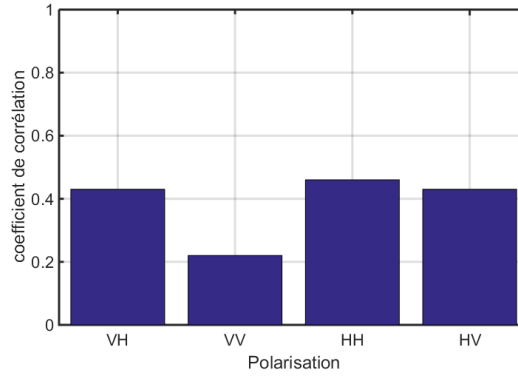


FIGURE 3.4 – Coefficients de corrélation entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l’humidité de surface pour l’ensemble des parcelles de blé observées lors de la campagne

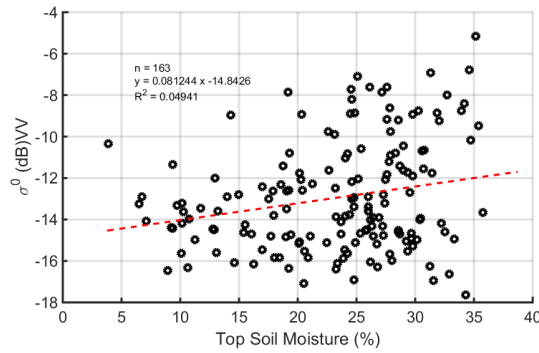
Les régressions linéaires (Figure 3.5) montrent des coefficients de détermination faibles, ce qui est attendu au vu des valeurs de coefficients de corrélation. Les valeurs de pente permettent de mettre en évidence les polarisations les plus sensibles. La polarisation VV se distingue comme la moins sensible, avec une pente de  $0,08dB/\%$  tandis que les trois autres polarisations simples montrent une sensibilité de l’ordre de  $0,12dB/\%$ . Ces valeurs sont légèrement plus faibles de celles observée en Tunisie avec des données Sentinel-1 [Bousbih et al., 2017], avec des valeurs qui variaient de  $0,27dB/\%$  à  $0,10dB/\%$

Pour les rapports de polarisation, seul VV/HH peut être considéré sur le critère de la p-value ( $p-v = 0,004$ ), la polarisation VV/VH est écartée ( $p-v = 0,14$ ). La régression sur la polarisation VV/HH (Figure 3.6) montre une corrélation négative entre les deux grandeurs. Le coefficient de détermination est faible,  $R^2 = 0,05$ , de même que la sensibilité,  $-0,04dB/\%$ . Un test a été effectué pour le rapport HH/HV, qui n’utilise pas la polarisation VV, et n’a pas donné de résultats significatifs en terme de p-valeur,  $p-v=0,37$ .

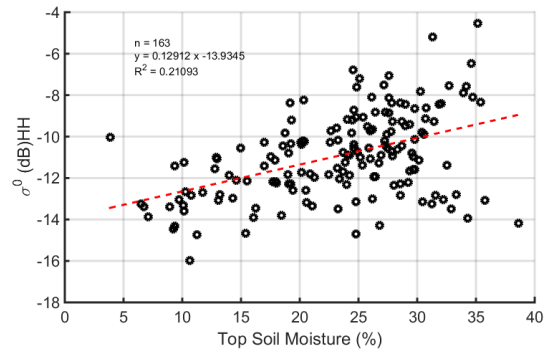
### Évolution de la sensibilité au cours du cycle cultural

L’étude de l’évolution de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion à l’humidité de surface se fait en utilisant les données de la série multi-dates de façon cumulée. Les résultats présentés sont identifiés par la dernière date d’acquisition prise en compte, ainsi les p-valeurs calculées pour le jour 64 prennent en compte l’acquisition de ce jour ainsi que celles des jours 51 et 57.

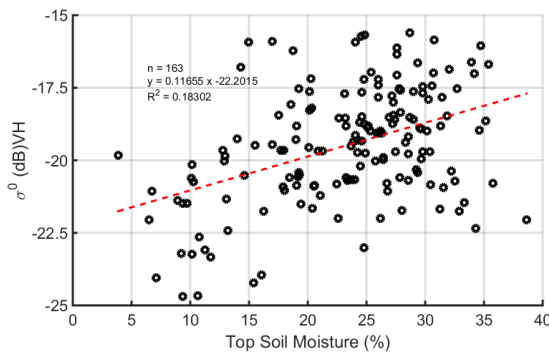
Les calculs de corrélation (Figure 3.7) et les régressions effectuées sur le blé montrent des résultats fortement variables suivant la polarisation. La description de la significativité en utilisant la p-valeur permet de mettre en avant le comportement différent de la polarisation VV. Pour cette polarisation, les corrélations ne sont pas significatives avant le jour 105. Aucune conclusion sur la sensibilité du  $\sigma^0$  de la polarisation VV en relation à l’humidité de surface pendant la période de croissance ne peut être faite. Sur l’ensemble de la série étudiée, seules les cross-polarisations VH et HV maintiennent une significativité suffisante, au vu de la p-valeur.



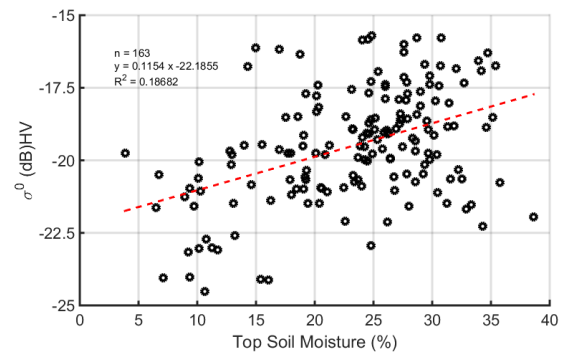
(a) Polarisation VV



(b) Polarisation HH



(c) Polarisation VH



(d) Polarisation HV

FIGURE 3.5 – Régressions linéaires entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et humidités de surface pour les parcelles de blé observées sous 4 polarisations

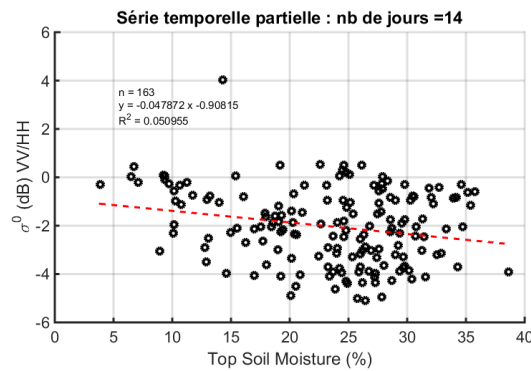


FIGURE 3.6 – Regression linéaire entre le rapport de polarisation VV/HH et l'humidité de surface pour les parcelles de blé

Les régressions sur le blé donnent des coefficients de détermination (Figure 3.8) qui restent faibles, avec une



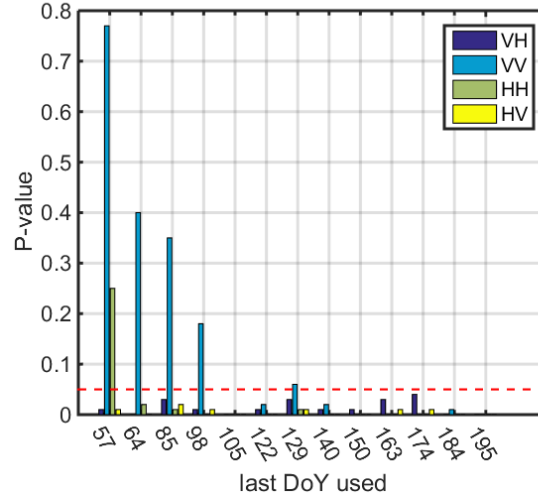


FIGURE 3.7 – Évolution de la p-valeur entre les données radar Bande-C et l’humidité de surface pour les parcelles de blé en 2010

unique valeur dépassant 0,4. Pour les premières dates prises en compte, on constate que les cross-polarisations fournissent les meilleures régressions et les plus fortes sensibilités. Les valeurs de coefficient de détermination et de pente peuvent être divisées en deux périodes : une première correspondant aux données acquises entre les jours 51 et 105 et une seconde correspondant à la série de donnée incluant les acquisitions du jour 122 et postérieures.

Pour la première période, jusqu’au jour 105, on observe les meilleurs coefficients de détermination ainsi que des pentes de  $0,15 \text{ dB}/\%$ , avec de bons niveaux de significativité pour les cross-polarisations. L’ajout des données des jours 85 et 98 montrent une baisse de la sensibilité et du coefficient de détermination. Cette baisse peut être liée au développement de la végétation, avec un couvert dont la hauteur moyenne passe de  $15 \text{ cm}$  à  $34 \text{ cm}$ , ainsi qu’à la faible variation d’humidité de surface sur la période, avec une baisse moyenne de 3 %. La prise en compte des données du jour 105 fournit les meilleurs résultats statistiques ainsi que les sensibilités les plus fortes. Cette acquisition a eu lieu au cours d’une première période d’assèchement, marquée par une baisse de l’humidité de surface moyenne de 8 %.

Pour la seconde période identifiée, on constate une baisse du coefficient de détermination et surtout une stationnarité des résultats ainsi qu’une baisse de la pente de la régression calculée. Cette période de stationnarité recouvre deux événements de précipitation aux jours 121 et 160 suivis de périodes d’assèchement. L’amplitude des variations d’humidité de surface est du même ordre que celle observée pour la période du jour 105, mais la pente observée reste à une valeur faible, de l’ordre de  $0,1 \text{ dB}/\%$ . Ces observations semblent indiquer que les données acquises pendant cette période ne montrent pas de sensibilité à l’humidité de surface. Cette absence de sensibilité serait liée au développement de la végétation.

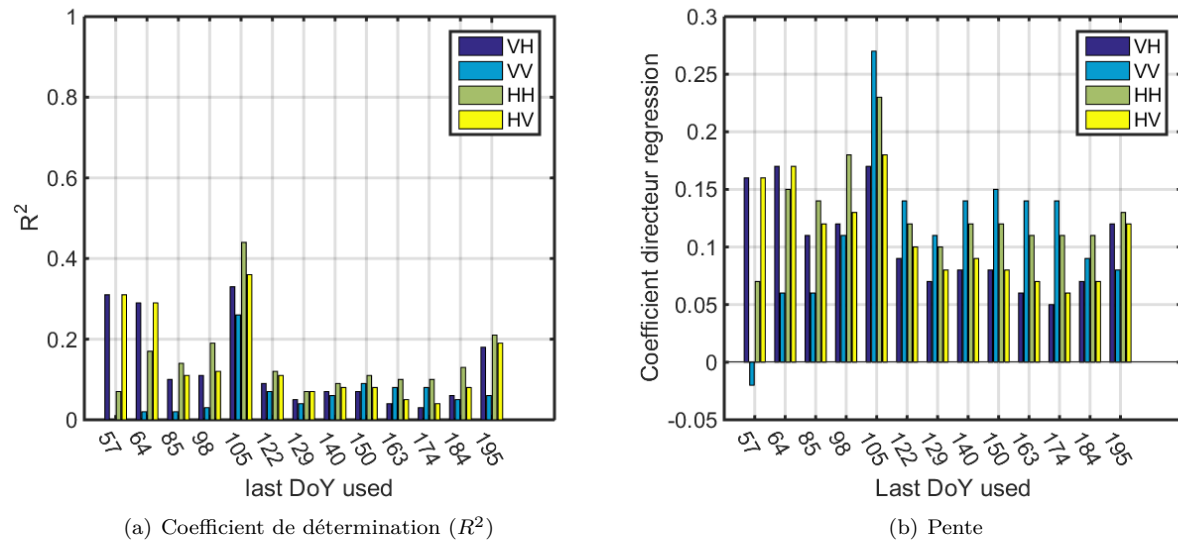


FIGURE 3.8 – Grandeurs de la régression linéaire entre coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et humidités de surface pour les parcelles de blé

descripteur végétation	Première date d'acquisition	Seconde date d'acquisition
Hauteur	104	121
GAI (F2)	108	117
NDVI (F2)	108	117
NDVI (S4)	100	130

Tableau 3.3 – Dates des acquisitions/mesures décrivant la végétation sur la période DoY 105-DoY 122

L'apparition de la stationnarité dans la régression est probablement liée au développement de la végétation. Elle peut être située entre les jours 105 et 122, pendant le développement de la plante. Nous disposons de trois variables pour caractériser la végétation à cette période : le NDVI, le GAI et la hauteur. Des acquisitions ont été réalisées à proximité des deux dates (Table 3.3).

Les grandeurs associées à ces dates d'acquisitions (Table 3.3) permettent d'identifier une zone seuil pour laquelle la contribution de la végétation devient majoritaire. Les deux grandeurs de télédétection, le GAI et le NDVI présentent peu de variation entre les deux dates, ce qui illustre la période de maximum de végétation. Leur utilité est donc limitée pour distinguer deux périodes pour le développement de la végétation. Seule la hauteur présente une variation importante entre les deux dates. Un critère basé sur cette variable pourrait donc permettre d'identifier les deux zones de sensibilité sur l'humidité de surface pour la culture de blé : une première où le  $\sigma^0$  est sensible à l'humidité de surface et une seconde où ce n'est pas le cas. Une valeur seuil autour de 50 cm peut être estimée à partir des mesures dont nous disposons.

La même analyse sur les rapports de polarisation ne donne pas de résultats significatifs sur le critère de la p-valeur. Les rapports de polarisation pour le suivi multi-dates de l'humidité de surface ont alors été écartés.

Grandeur	Valeur à la première date (105)	Valeur à la seconde date (122)
Hauteur( <i>cm</i> )		
moyenne	44	57
écart type	10	6
GAI (F2)( $m^2/m^2$ )		
moyenne	3.47	3.49
écart type	0.71	0.83
NDVI (F2)		
moyenne	0.88	0.87
écart type	0.07	0.07
NDVI (S4)		
moyenne	0.79	0.81
écart type	0.07	0.04

Tableau 3.4 – Grandeurs de végétation pour le blé à proximité des jours 105 et 122

## Cas du tournesol

### Sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural

La même approche appliquée au tournesol fourni des résultats très différents. Pour les polarisations simples la significativité est faible, avec des p-valeurs supérieures à 0,05 (Figure 3.9). Nous ne pouvons donc pas conclure sur la sensibilité du  $\sigma^0$  à l'humidité de surface pour l'ensemble du cycle cultural du tournesol.

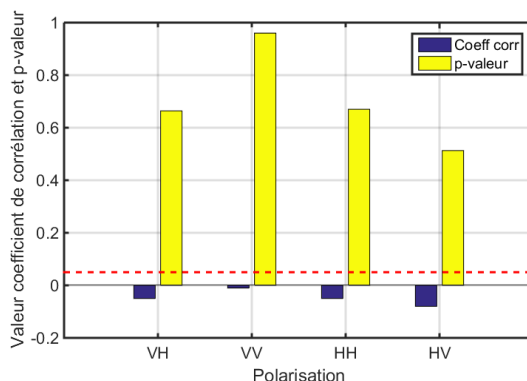


FIGURE 3.9 – Coefficient de corrélation et p-valeur entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol

Si l'on ne dispose que de 6 parcelles de tournesol pour l'étude, l'utilisation de la série temporelle complète fournit cependant 73 paires de données. Une anomalie statistique liée à des valeurs fortement divergentes ne semble que peu probable. Au regard de la p-valeur, il n'est pas possible de conclure sur la corrélation entre l'humidité de surface et le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C pour les polarisations étudiées. Les

résultats très différents entre le couvert de tournesol et celui de blé sont probablement liés à une différence dans le transfert radiatif pour les différents couverts et leurs ports de feuille. Le caractère planophylle des feuilles de tournesol offre une très bonne couverture du sol et limite probablement la pénétration de l'onde incidente jusqu'à la surface.

Dans le cas des rapports de polarisations. Le rapport de polarisation VV/VH ne donne pas de résultats significatifs,  $p-v=0,97$ . Le rapport de polarisation VV/HH donne lui des résultats significatifs au regard de la p-valeur,  $p-v=4,2,10^{-4}$ . La régression donne un coefficient de détermination faible,  $R^2=0,17$ . La pente de la régression est de  $0,03 \text{ dB}/\%$ , traduisant une faible sensibilité.

### Évolution de la sensibilité au cours du cycle cultural

Les données acquises pour les parcelles de tournesol permettent l'observation complète du cycle cultural. De la même manière que pour le blé, on observe une variation importante des indicateurs statistiques au fur et à mesure des acquisitions (Figure 3.10). Contrairement au cas où l'ensemble des données est pris en compte, on constate que lorsque seules les premières acquisitions sont considérées, c'est à dire jusqu'au jour 163, les corrélations restent significatives au regard de la p-valeur. Les coefficients de corrélation montrent des valeurs importantes au début du cycle et une tendance décroissante avec la prise en compte des nouvelles acquisitions. On constate que les 4 polarisations simples montrent des corrélations similaires. Contrairement au blé, aucune polarisation ne montre une tendance plus marquée.

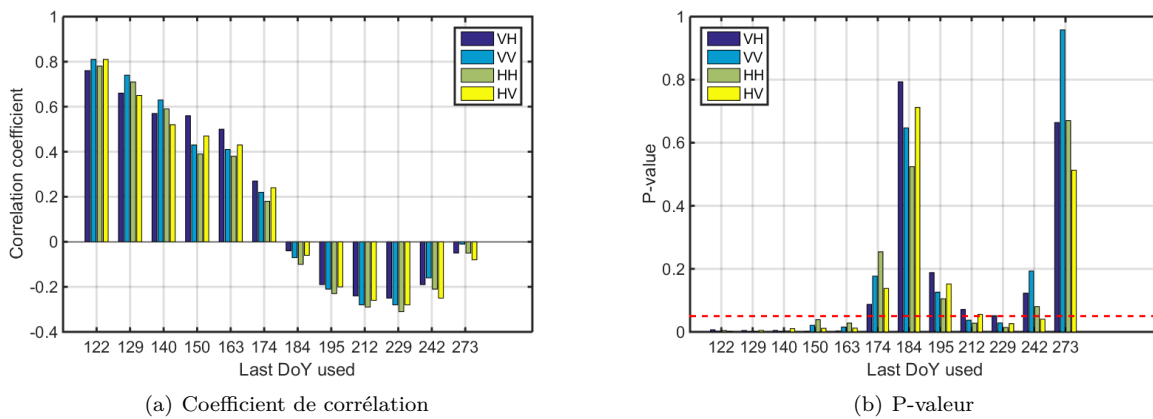


FIGURE 3.10 – Coefficient de corrélation et P-valeur entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour la série d'acquisitions au cours de l'année 2010

On constate aussi que la p-valeur repasse sous la valeur seuil lorsque les jours 212 et 229 sont pris en compte. Pour ces cas, on observe une corrélation négative. La tendance observée n'est donc pas reliée aux variations d'humidité de surface, car la corrélation entre le signal radar et l'humidité de surface est positive [Ulaby et al., 1978].

Les résultats des régressions (Figure 3.11) montrent la même baisse des valeurs statistiques avec l'ajout des

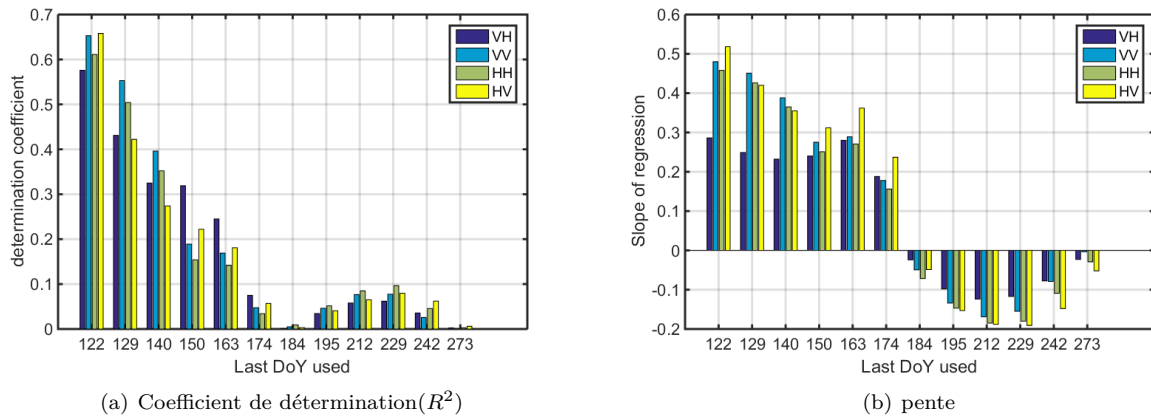


FIGURE 3.11 – Coefficient de détermination et pente des régressions entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l’humidité de surface pour la série d’acquisitions au cours de l’année 2010

nouvelles acquisitions. Les résultats sont meilleurs sur le sol nu, avec une rapide baisse liée au développement du couvert. La sensibilité est importante en début de cycle cultural, avec des régressions qui montrent des pentes supérieures à  $0,3 \text{ dB}/\%$ . On constate que la polarisation VH donne des coefficients de détermination et pente légèrement plus faibles que pour les autres polarisations.

La période seuil utilisée est celle marquée par le passage de la p-valeur au dessus de la valeur seuil de 5%. Elle correspond à la période entre les acquisitions des jours 163 et 174. De la même manière que pour le blé nous caractérisons cette période en utilisant les trois variables de description de la végétation dont nous disposons (Table 3.5) : le GAI, le NDVI et la hauteur. Les dates de mesures in-situ de hauteur correspondent bien aux acquisitions satellites et permettent de bien décrire l’évolution de cette variable. Pour les données GAI et NDVI issues de Formosat-2, les acquisitions sont bien plus espacées et ont lieu 20 jours avant et après la période identifiée. Ces grandeurs vont donc fournir une information limitée. Pour le NDVI il est préférable d’utiliser les données issues de SPOT4 dans notre cas.

descripteur végétation	Première date d’acquisition	Seconde date d’acquisition
Hauteur	162	174
GAI (F2)	141	200
NDVI (F2)	141	200
NDVI (S4)	156	177

Tableau 3.5 – Dates des acquisitions/mesures décrivant la végétation sur la période DoY 163-DoY 174

La période identifiée comme charnière montre de fortes variations des propriétés de la végétation (Table 3.6). Pour la hauteur on observe une augmentation moyenne de  $50 \text{ cm}$  et la hauteur de changement de sensibilité est autour de  $1 \text{ m}$  ici.. Le GAI ne fournit pas d’information d’intérêt. En effet la variation entre les deux dates considérées couvre l’ensemble de la gamme de variation du GAI au cours du cycle cultural. Pour le NDVI on observe une tendance similaire entre le NDVI Formosat-2 et SPOT-4. Les deux valeurs maximales

moyennes sont identiques à 0,69. Le NDVI SPOT-4 fournit cependant une fenêtre de NDVI plus réduite, de 0,39 à 0,69. Comme pour le blé le critère de hauteur semble être le meilleur descripteur de la transition entre la période de contribution majoritaire du sol et de la végétation.

Grandeur	Valeur à la première date	Valeur à la seconde date
Hauteur( <i>cm</i> )		
moyenne	73	125
écart type	20	20
GAI (F2)( $m^2/m^2$ )		
moyenne	0,26	1,80
écart type	0,19	0,44
NDVI (F2)		
moyenne	0,23	0,69
écart type	0,12	0,06
NDVI (S4)		
moyenne	0,39	0,69
écart type	0,08	0,08

Tableau 3.6 – Grandeurs de végétation pour le blé à proximité des jours 162 et 174

L'utilisation des rapports de polarisation radar ne donne des résultats significatifs que dans le cas VV/VH en début de cycle. La période significative est plus limitée, elle ne s'étend que jusqu'à l'acquisition du jour 129. Pour les régressions calculées dans les cas significatifs, le coefficient de détermination varie entre 0,4 et 0,5. La sensibilité observée est aussi plus faible, avec des valeurs proches de 0,2 *dB*/%. Les données deviennent non significatives pour une hauteur plus faible, la transition s'observe entre le jour 129, la hauteur moyenne est alors de 6 *cm*, et le jour 140, où elle est de 14 *cm*.

### 3.4.3 Conclusion

Nous avons étudié la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface pour des couverts de blé et de tournesol. Cette étude comprend deux parties qui répondent à deux questions différentes. La première porte sur l'identification d'une variabilité spatiale d'humidité de surface entre les parcelles pour une unique acquisition radar. La seconde sur la définition de la période de sensibilité du coefficient de rétrodiffusion à l'humidité de surface à partir d'une analyse multi-dates.

L'analyse de la sensibilité du radar bande-C à la variabilité spatiale de l'humidité de surface n'a pas donné de résultats significatifs. Cette impossibilité de conclure peut s'expliquer par la faible variation des propriétés de surface sur la zone d'étude ainsi que le nombre limité de parcelles prises en compte.

L'analyse de la série de données multi-dates a permis d'identifier les périodes de sensibilité à l'humidité de surface. Celles-ci ont été caractérisées en termes de hauteur du couvert, les autres variables décrivant la végétation ne montrant que peu de variation. Pour le blé ce seuil se situe autour d'une hauteur d'environ 50 *cm*. Pour le tournesol, autour d'une hauteur d'environ 1*m*.

L'utilisation des données quad-polarisation a aussi permis de distinguer des variations entre les cultures. Pour le blé, la polarisation VV montre la sensibilité la plus faible à l'humidité de surface en présence de végétation. Pour le tournesol, les 4 polarisations montrent des réponses proches, avec une sensibilité légèrement plus faible dans le cas de VH. Pour les deux cultures, les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH n'apportent pas de gain sur la sensibilité.

Les observations sur la variation temporelle de la sensibilité du coefficient de rétro-diffusion à l'humidité de surface permettent d'identifier les périodes les plus favorables à une utilisation des données de télédétection pour la modélisation. Dans le cas de nos observations ces périodes peuvent être différenciées par des seuils de hauteur.

### 3.5 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C au GAI

Cette seconde partie s'intéresse à la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C au GAI (Green Area Index). Le GAI est un indice biophysique issu du NDVI, lequel est calculé à partir d'images visibles, Formosat-2 dans notre cas. Il s'agit d'une grandeur de télédétection que l'on peut comparer à deux grandeurs mesurables in-situ : le LAI vert(Leaf Area Index) et le PAI vert(Plant Area Index) dans les cas de simulations TSVA que nous utilisons. Comme précédemment, nous utilisons l'ensemble des polarisations simples disponibles sur les données radar, ainsi que les rapports VV/HH et VV/VH.

L'étude présentée ici est similaire à celle effectuée sur la sensibilité du  $\sigma^0$  à l'humidité de surface. Nous nous intéressons dans un premier temps à l'examen de la sensibilité à la variabilité spatiale en utilisant un couple d'images [radar-visible]. Dans une seconde partie nous utilisons la série d'acquisition multi-dates pour examiner la sensibilité du  $\sigma^0$  au GAI pour l'ensemble du cycle cultural, puis en utilisant les images cumulées pour identifier les périodes de sensibilité au GAI. Comme précédemment, nous calculons la valeur du coefficient de corrélation ainsi que la p-valeur associée. Cette dernière sert de critère de significativité, les résultats sont significatifs pour une p-valeur inférieure à 0,05, ce qui correspond à un niveau de confiance à 95%. Si cette condition est vérifiée nous calculons alors la régression entre  $\sigma^0$  et GAI pour identifier la sensibilité, qui correspond à la pente de la régression.

Contrairement aux mesures d'humidité, les acquisitions Formosat-2 et Radarsat-2 ne sont pas synchronisées (Tableau 3.2). Nous avons décidé de ne prendre en compte que les acquisitions radar proches des acquisitions visibles. Ce choix limite l'échantillonnage temporel du cycle cultural. Pour le blé, seules 4 paires d'images sont utilisées. La croissance est identifiable par la présence d'une valeur minimale de GAI au jour 61 et d'une valeur maximale au jour 108, elle reste cependant fortement sous-échantillonnée, avec seulement 2 dates. La sénescence du blé n'est simplement pas observée. Pour le tournesol, la croissance est peu échantillonnée, avec une période de 50 jours, du jour 140 (20/05/2010) au jour 195 (14/07/2010), pour laquelle nous ne disposons pas d'acquisitions.

### 3.5.1 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale de GAI

Dans cette première partie nous nous intéressons à la sensibilité du  $\sigma^0$  radar bande-C à la variabilité spatiale inter-parcelles du GAI. Une identification de cette dernière pourrait permettre de moduler les entrées de végétation du modèle de façon distribuée sur un paysage et ainsi mieux informer les processus, principalement les composantes de rayonnement net et d'évapotranspiration.

Les corrélations n'ont pas donné de résultats significatifs au vu de notre critère, la p-valeur. Les résultats sont présentés en annexe. Le seul cas notable est celui de la polarisation VV/HH pour les deux premières dates d'acquisition (Figure A.6). Une tendance décroissante marquée et répétée sur deux acquisitions est observée. La régression donne une pente de  $-1,58 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$  à  $-1,36 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$ . Ces observations ne concernent que deux dates, ce qui limite toute possibilité de généralisation. Un meilleur échantillonnage temporel aurait permis d'obtenir des conclusions plus solides. Il faut aussi noter que la période de sénescence n'est pas observée.

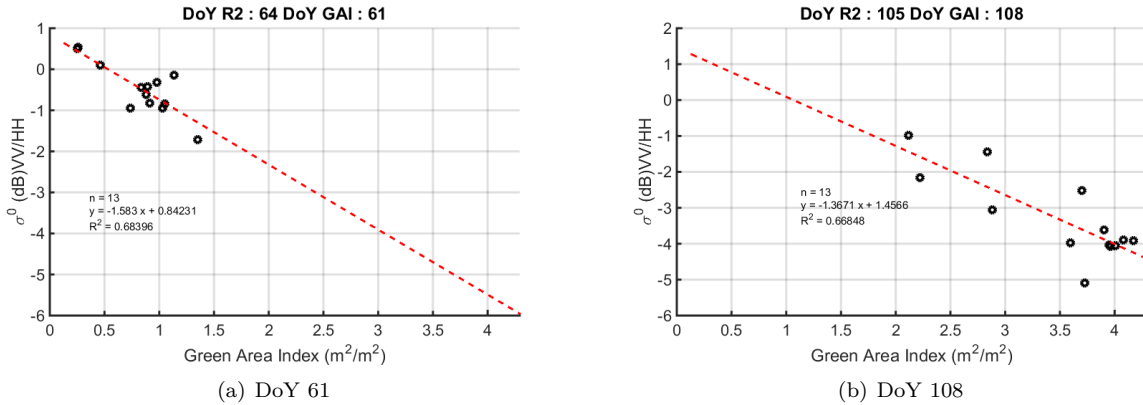


FIGURE 3.12 – Régressions linéaires entre le GAI et le rapport de polarisation VV/HH pour les jours 61 et 108

### 3.5.2 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité multi-dates du GAI

Dans cette seconde partie, nous nous intéressons à l'évolution de la sensibilité du  $\sigma^0$  au GAI pour la série d'acquisitions multi-dates. Cette partie se rapproche le plus des études d'inversion sur des paramètres de la végétation. Le radar peut en effet fournir un substitut aux images visibles pour décrire le développement de la végétation dans les cas présentant une couverture nuageuse. Une meilleure description du couvert est utile pour les modèles qui, comme SETHyS, ne disposent pas de module calculant l'évolution temporelle du



couvert et doivent donc utiliser une entrée de végétation.

L'étude est effectuée de la même façon que celle portant sur l'humidité de surface. Dans un premier temps nous nous intéressons à la sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural observé, puis nous analysons les données de façon cumulée pour observer l'évolution de la sensibilité. Comme dans le cas de l'humidité de surface, nous nous attendons à observer des ruptures sur la sensibilité au GAI. Ces ruptures vont probablement se matérialiser de façon complémentaire à celles constatées pour l'humidité de surface. De la même manière, l'étude porte sur les 4 polarisations simples ainsi que pour les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH.

## Cas du blé

### Sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural

Les calculs de corrélation sur l'ensemble de la série temporelle fournissent de bien meilleurs résultats que ceux des corrélations spatiales. La p-valeur respecte le critère de significativité, la valeur la plus élevée est observée pour la polarisation VH, avec  $pv = 1,83.10^{-5}$ . Les coefficients de corrélation observés (Figure 3.13) ont des valeurs supérieures à 0,6 en absolu. Ces corrélations sont négatives, ce qui est attendu au vu des travaux précédents [Fieuzal, 2013, Macelloni et al., 2001, Bousbih et al., 2017]. Le développement du couvert est associé à une baisse du coefficient de rétrodiffusion, et inversement au cours de la sénescence.

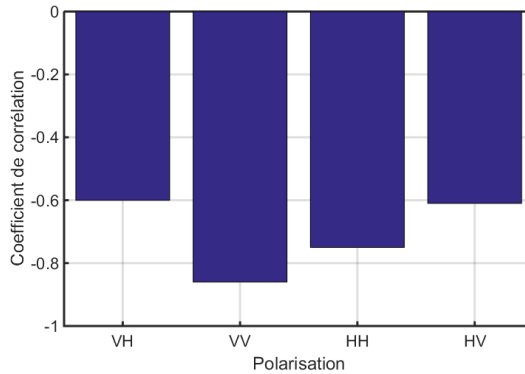
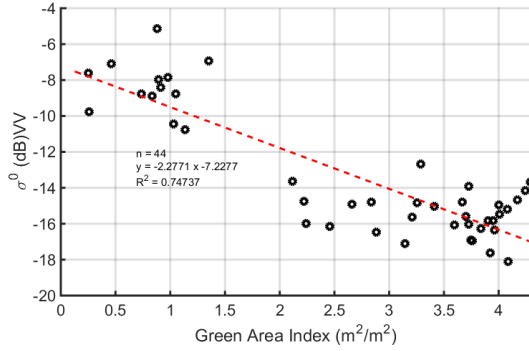


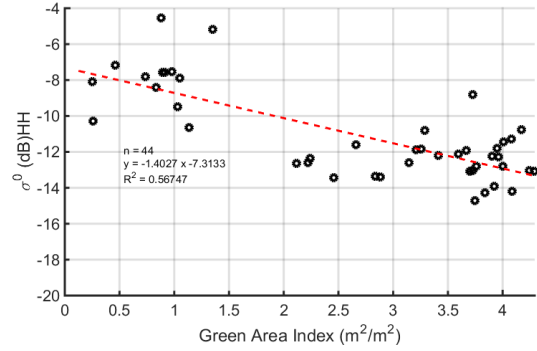
FIGURE 3.13 – Coefficient de corrélation entre le GAI et  $\sigma^0$  radar bande-C pour l'ensemble du cycle cultural du blé

Les régressions pour l'ensemble des dates disponibles fournissent une information sur la sensibilité des différentes polarisations (Figure 3.14). On constate que la polarisation VV fournit le meilleur coefficient de détermination,  $R^2 = 0,75$ . La sensibilité est aussi la plus importante, avec une pente de  $-2,28 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$  pour la régression. Les moins bons résultats sont observés pour les cross-polarisation, qui donnent des coefficients de détermination deux fois plus faibles,  $R^2 \approx 0,35$ , ainsi que des pentes trois fois plus faibles.

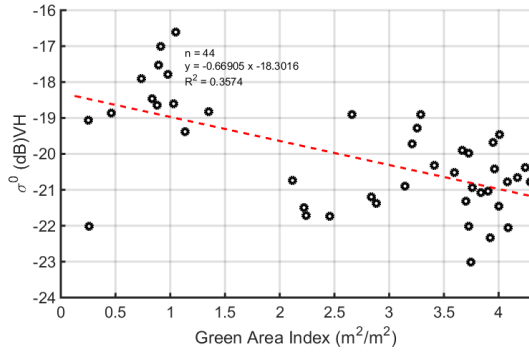
Pour les rapports de polarisation les deux calculs de corrélation donnent des grandeurs significatives,



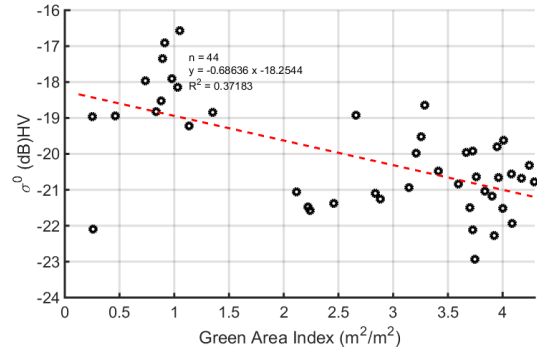
(a) Polarisation VV



(b) Polarisation HH



(c) Polarisation VH



(d) Polarisation HV

FIGURE 3.14 – Régression linéaire entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et GAI pour les parcelles de blé observées sous 4 polarisations pour l'ensemble du cycle cultural, sans critère sur l'humidité de surface

avec  $p_v = 1,53 \cdot 10^{-9}$  pour VV/VH et  $p_v = 2,26 \cdot 10^{-12}$  pour VV/VH. Les régressions (Figure 3.15) fournissent des résultats légèrement moins bons que pour la polarisation VV. Les coefficients de détermination des rapports VV/HH et VV/VH valent respectivement 0,58 et 0,69. Le rapport VV/VH montre la meilleure sensibilité, avec une pente de  $-1,61 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$ , mais reste inférieure à celle observée pour la polarisation VV.

On constate que les résultats statistiques observés dans le cas du GAI sont complémentaires avec ceux observés dans le cas de l'humidité de surface. La polarisation VV informe mieux le développement de la végétation tandis que les cross polarisation donnent de meilleurs résultats dans le cas de l'humidité de surface.

Si les résultats obtenus sont intéressants, on peut cependant déplorer l'absence de mesures pendant la période de croissance. La gamme de GAI entre les valeurs de  $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$  et  $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$  n'est pas bien couverte. Une ou plusieurs acquisitions sur cette période permettraient d'appuyer nos observations et de déterminer si la régression linéaire est suffisante ou si il est préférable d'utiliser des régressions plus complexes comme une régression logarithmique.

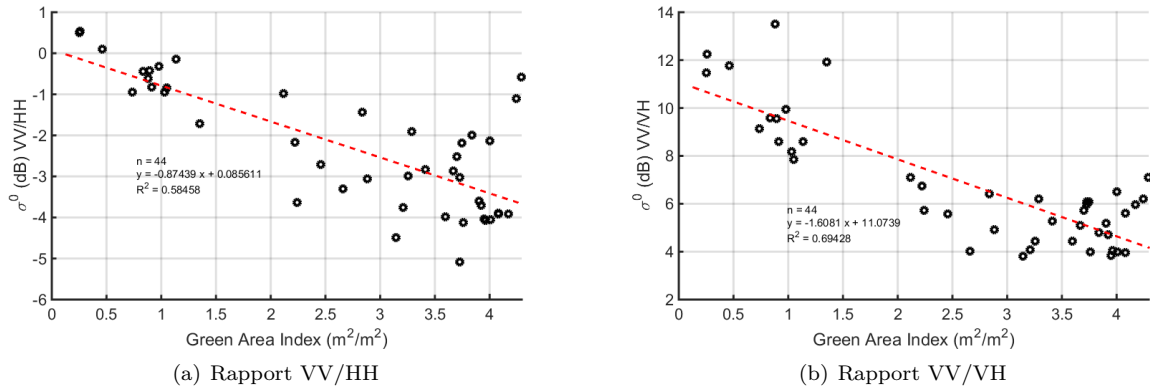


FIGURE 3.15 – Régression linéaires entre les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH et GAI pour les parcelles de blé pour l'ensemble du cycle cultural

### Évolution de la sensibilité au cours du cycle cultural

Dans les trois cas étudiés, cumul progressif des données des 4 dates d'acquisition, le critère sur la p-valeur est respecté pour les quatre polarisations simples. La p-valeur la plus haute,  $pv = 2,1 \cdot 10^{-3}$ , est observée pour la polarisation VH dans le cas où deux dates sont prises en compte. On observe un coefficient de corrélation négatif dont la valeur varie avec la polarisation (Figure 3.16). Comme dans le cas de la série temporelle complète, c'est la polarisation VV qui montre la plus forte corrélation, avec une valeur qui varie de -0,9 à -0,86. Les cross-polarisations fournissent les corrélations les plus faibles, autour de -0,6.

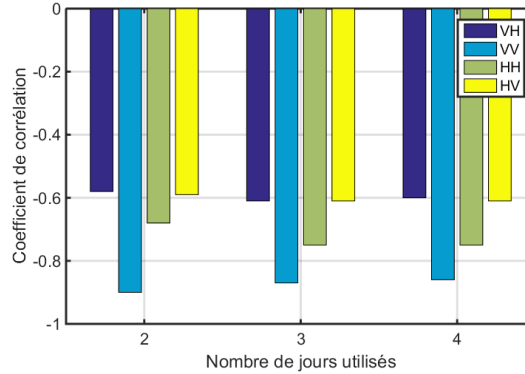


FIGURE 3.16 – Coefficient de corrélation entre le GAI et  $\sigma^0$  radar bande-C cumulant les acquisitions

Les régressions donnent aussi des résultats similaires pour les trois cas pris en compte (Figure 3.17). Le coefficient de détermination augmente légèrement avec le nombre de dates d'acquisitions prises en compte sauf dans le cas de la polarisation VV, qui montre une légère diminution, de 0,81 à 0,75. La pente reste de l'ordre de celle obtenue pour la série temporelle totale, et la polarisation VV montre toujours la plus forte sensibilité au GAI avec une pente moyenne de  $-2,27 \text{ dB m}^2/\text{m}^2$ .

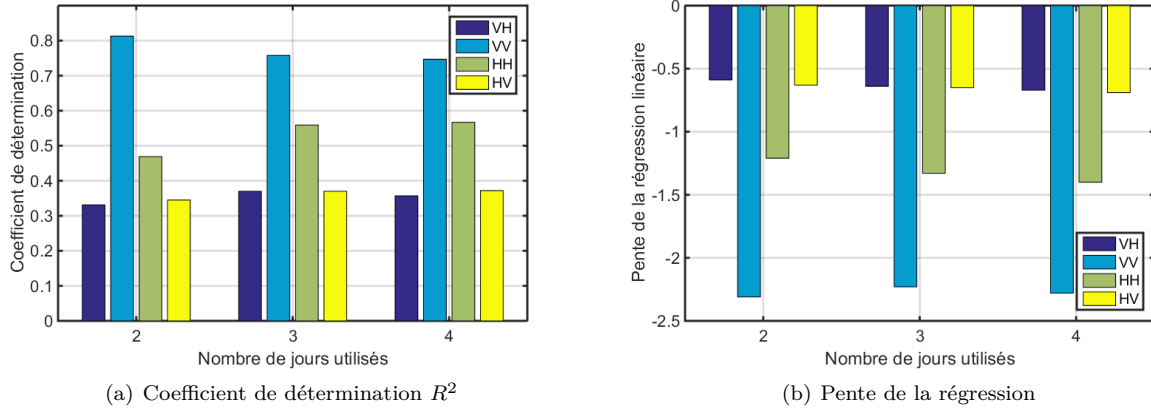


FIGURE 3.17 – Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régression avec prise en compte progressive des acquisitions

Les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH respectent le critère de significativité. La p-valeur maximale,  $1,87.10^{-8}$ , est observée avec la prise en compte de 3 dates dans le cas VV/HH. Les corrélations sont négatives pour les deux polarisations (Figure 3.18). Elles présentent des valeurs supérieures à 0,75 en valeur absolue. La polarisation VV/HH montre la plus forte variation, de -0,94 à -0,76.

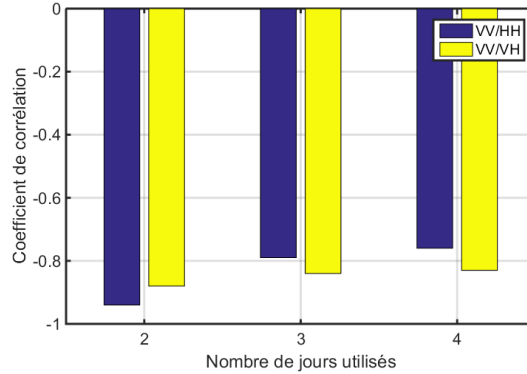


FIGURE 3.18 – Coefficient de corrélation entre le GAI et les rapports de polarisation radar bande-C (VV/HH et VV/VH) en prenant en compte la succession d'acquisitions

Les deux régressions donnent de bons résultats statistiques (Figure 3.19), avec un coefficient de détermination supérieur à 0,6 dans 5 cas sur 6. Il diminue cependant avec la prise en compte d'un nombre croissant d'acquisitions. Si les régressions fournissent un meilleur coefficient de détermination pour le rapport VV/HH, la régression donne une pente plus importante pour VV/VH, de l'ordre de  $-1,6 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$ , ce qui traduit une plus forte sensibilité. La pente est aussi plus stable pour le rapport VV/VH, avec une différence de 0,12 entre le cas comprenant 2 dates et celui avec 3. La sensibilité est double pour VV/HH mais reste plus faible

que dans le cas VV.

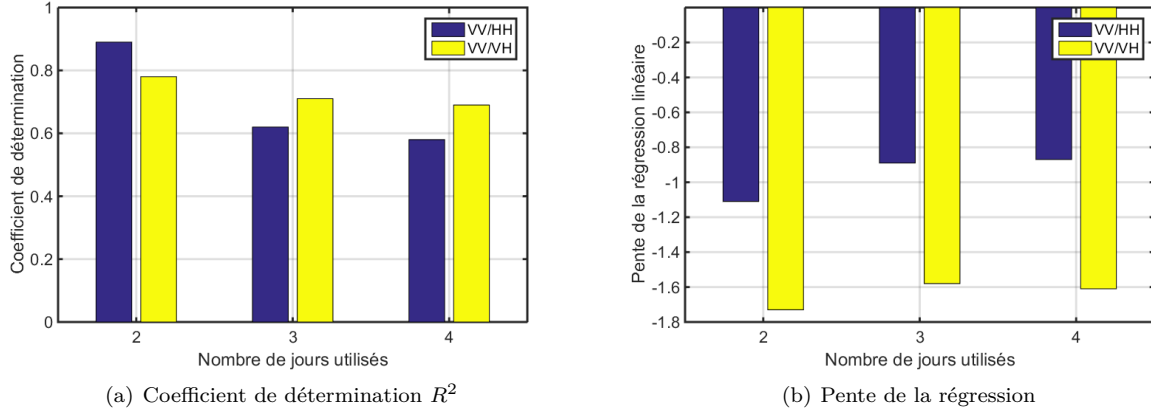


FIGURE 3.19 – Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régressions dans le cas des rapports de polarisation avec prises en compte progressive des acquisitions

La faible variation observée avec la prise en compte de plus de deux dates d'acquisition n'est que peu surprenante. La plus grande variabilité sur le GAI est observée entre le jour 61 et 108, la valeur moyenne de l'indice passe de  $0,83 \text{ m}^2/\text{m}^2$  à  $3,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ . La variation entre les jours 108 et 141 n'est que de  $0,2 \text{ m}^2/\text{m}^2$  en moyenne. La régression se base principalement sur la tendance des deux premiers jours, les données issues des deux acquisitions suivantes ne modifient que peu les paramètres de cette dernière.

Un test a été effectué en utilisant une cinquième acquisition, au jour 200, c'est à dire après la récolte. L'ajout de cette acquisition dégrade fortement les résultats pour les polarisations simples, le seuil de p-valeur est alors dépassé pour l'ensemble des polarisations sauf VV. Dans ce cas, le coefficient de détermination chute à 0,35 et la pente à  $-1,2 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$ . Dans le cas des rapports de polarisation, l'ajout du jour 200 à la série de données ne modifie pas fortement les résultats. La p-valeur montre une forte diminution, par un facteur  $10^{-3}$ . Le coefficient de détermination augmente légèrement dans le cas de la polarisation VV/HH, de 0,58 à 0,66, et reste stable dans le cas de la polarisation VV/VH. La modification de paramètre de surface, comme la rugosité si la parcelle est travaillée après la récolte, peuvent expliquer la modification des performances statistiques pour les polarisations simples.

## Cas du tournesol

### Sensibilité pour l'ensemble du cycle cultural

Dans le cas du tournesol, les calculs de corrélation donnent des résultats significatifs en termes de p-valeur. La valeur maximale atteinte est de  $5,29 \cdot 10^{-7}$  pour la polarisation HV. Les corrélations sont positives et proches d'une valeur de 0,7 (Figure 3.20). Cette variation correspond aux observations d'études précédentes [Fieuzal, 2013, Macelloni et al., 2001]. On constate aussi que, contrairement au blé, le coefficient de corrélation varie peu suivant les polarisations. Cette tendance a déjà été observée dans le cas de l'humidité de surface.

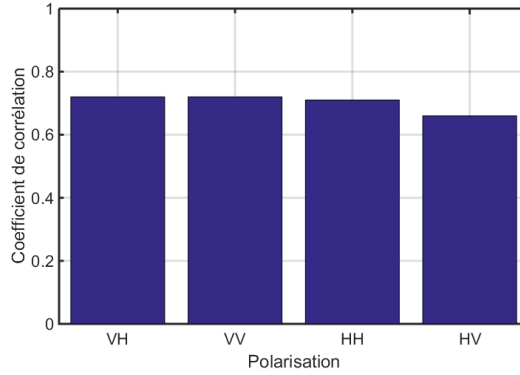


FIGURE 3.20 – Coefficient de corrélation entre le GAI et  $\sigma^0$  radar bande-C pour l’ensemble du cycle cultural du tournesol

Les régressions linéaires (Figure 3.21) donnent des résultats statistiques proches pour les quatre polarisations. Le coefficient de détermination a une valeur proche de 0,5 pour les polarisations VH, VV et HH, et est légèrement plus faible pour la polarisation HV,  $R^2 = 0,44$ . Les sensibilités sont du même ordre, proches de  $4dBm^2/m^2$ . La polarisation VV montre une plus faible sensibilité, de  $2,9dBm^2/m^2$  tandis que la polarisation HV fournit la plus forte  $4,3dBm^2/m^2$ . Contrairement au blé, le meilleur échantillonnage permet de mieux appréhender la tendance. La régression linéaire n’apparaît pas comme la plus adaptée pour décrire le comportement, une régression logarithmique serait probablement plus adaptée.

L’utilisation des rapports de polarisation ne donne des résultats significatifs que dans le cas VV/VH,  $pv = 6,4 \cdot 10^{-4}$ . La régression (Figure 3.22) donne des résultats moins bons que dans le cas des polarisations simples, avec un coefficient de détermination de 0,24. La sensibilité est elle aussi beaucoup plus faible, avec une pente de  $1,1 dBm^2/m^2$ .

On constate aussi que l’on dispose de nombreux points pour les faibles valeurs de GAI. Pour la période associée, le tournesol n’est pas forcément couvrant. Le signal observé peut alors être en partie influencé par l’humidité de surface. En effet, nous avons observé que la contribution de la végétation ou de l’humidité de surface à la variation du coefficient de rétrodiffusion, est de même signe pour les polarisations simples, contrairement au blé, pour lequel la polarisation VV montre une sensibilité bien plus forte au développement de la végétation. La période de sol nu et de croissance a été identifiée comme sensible à l’humidité de surface. Elle correspond globalement aux faibles valeurs de GAI, la prise en compte ou l’exclusion de ces dates d’acquisition doit être examinée pour l’analyse de la sensibilité du couvert sur le signal.

### Évolution de la sensibilité au cours du cycle cultural

L’approche utilisant les données cumulées pour le tournesol s’appuie sur un plus grand nombre d’images, l’échantillonnage est donc meilleur mais reste pauvre pour la période de croissance de la culture. Sur le cri-

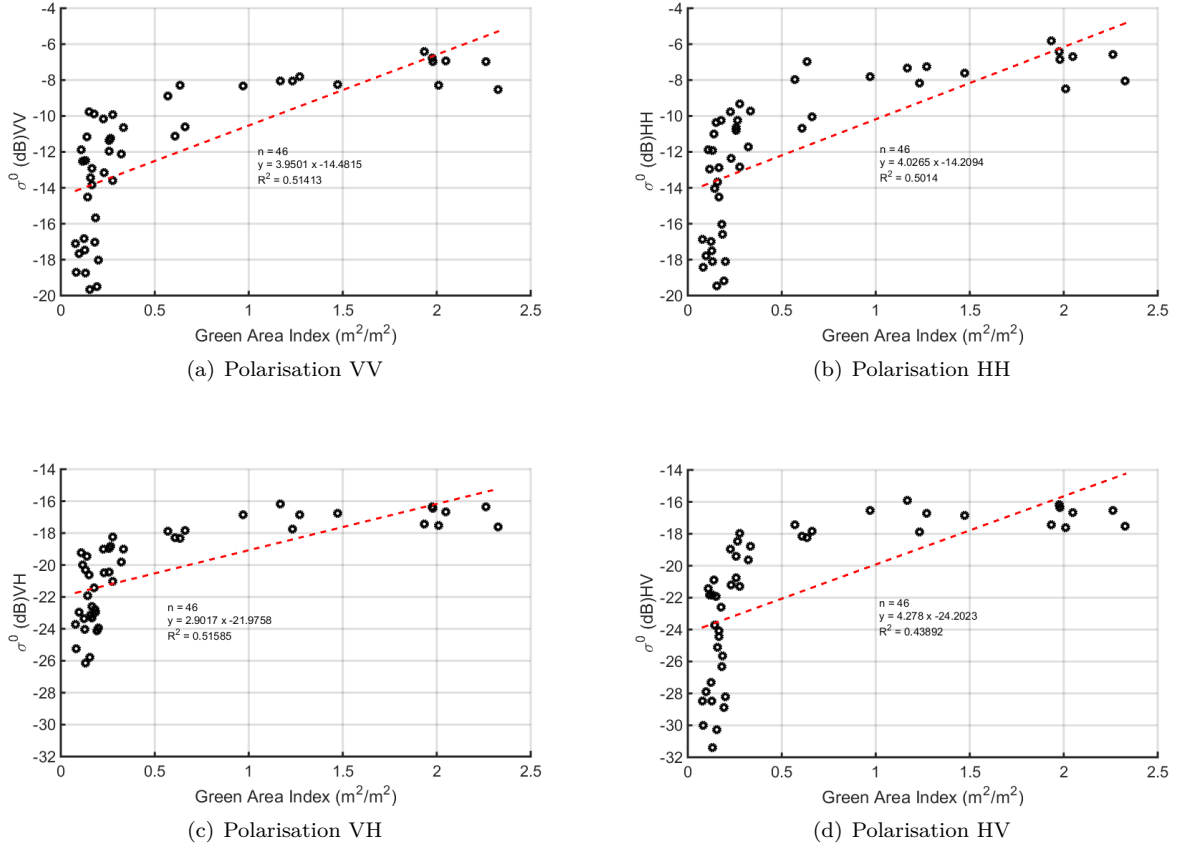


FIGURE 3.21 – Régression linéaire entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et GAI pour les parcelles de tournesol observées sous 4 polarisations pour l'ensemble du cycle culturel, sans critère sur l'humidité de surface

tière de la p-valeur, 2 premières séries de corrélations (Figure 3.23), pour l'ensemble des polarisations. Les corrélations prenant en compte plus de dates sont elles significatives sur ce critère. Dans ce cas on observe une corrélation positive dont la valeur varie entre 0,65 et 0,78. Les 4 polarisations montrent des résultats similaires, avec la polarisation VH qui donne un coefficient de corrélation légèrement supérieur.

Dans le cas des régressions (Figure 3.24), les observations sont similaires. On constate de meilleurs résultats statistiques pour la polarisation VH, mais la différence avec les autres polarisations reste faible. Les pentes observées varient entre polarisations, et peu de manière temporelle. La polarisation HV montre la plus forte sensibilité, de l'ordre de  $4 \text{ dB } m^2/m^2$ . La polarisation VH montre la sensibilité la plus faible, de l'ordre de  $2,7 \text{ dB } m^2/m^2$ .

Dans le cas des rapports de polarisation, seul le cas VV/VH est significatif après avoir pris en compte 6 dates d'acquisition (Figure 3.25). On constate que les données deviennent significatives plus tardivement que dans le cas des polarisations simples. Les régressions (Figure 3.26) montrent des coefficients de détermination plus faibles, qui ne dépassent pas 0,25, et une sensibilité qui stagne autour de  $1 \text{ dB } m^2/m^2$ . La sensibilité

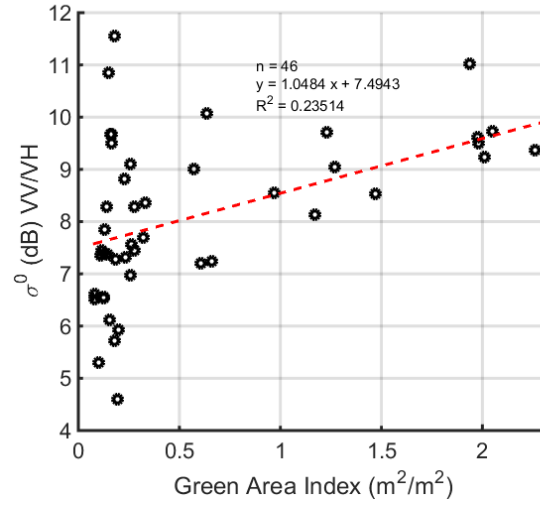


FIGURE 3.22 – Regression linéaire entre le rapport de polarisation VV/VH et le GAI pour les parcelles de tournesol, sans critère sur l'humidité de surface

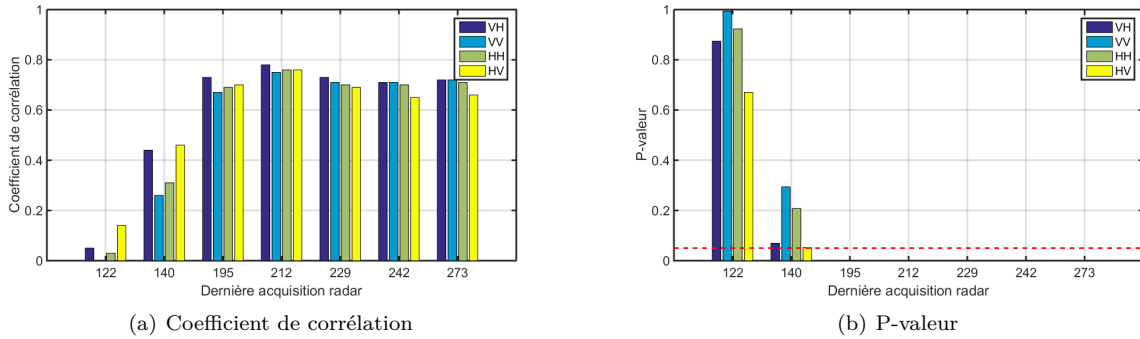


FIGURE 3.23 – Valeurs des coefficients de corrélation et des p-valeur obtenues pour les régression avec prises en compte cumulée des acquisitions pour un couvert de tournesol

pour VV/VH montre aussi une complémentarité avec celle observée avec l'humidité de surface.

Le point le plus intéressant de cette partie ne concerne cependant pas les valeurs de sensibilité obtenues mais leur évolution temporelle. On constate en effet que la courbe de p-valeur de l'analyse de sensibilité du GAI et de l'humidité de surface présentent un comportement symétrique. le signal radar est sensible à l'humidité de surface au début du cycle cultural jusqu'aux jours 150-160. Après cette période le coefficient de rétro-diffusion est plutôt sensible au GAI et donc à la végétation.



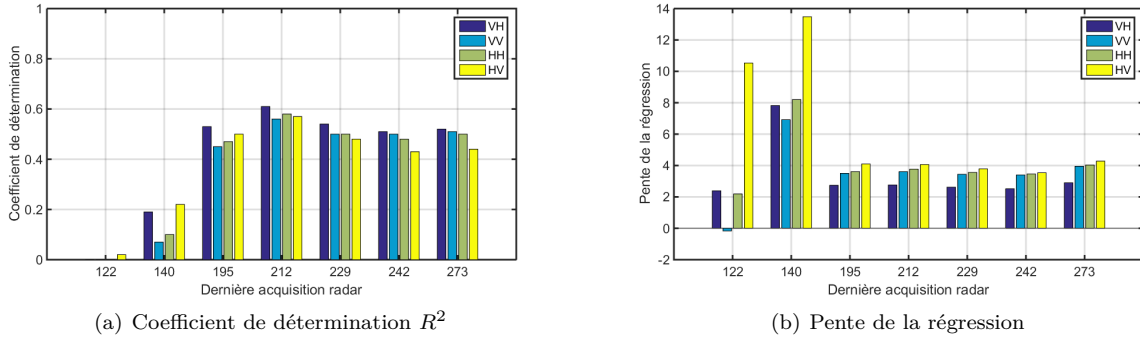


FIGURE 3.24 – Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régression avec prises en compte cumulée des acquisitions pour un couvert de tournesol

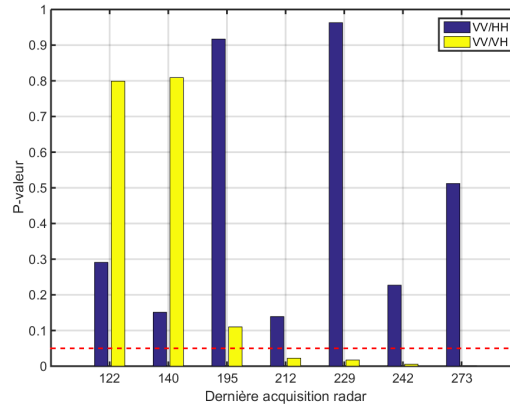


FIGURE 3.25 – P-valeur obtenues pour les corrélations entre les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH et la GAI pour un couvert de tournesol.

### 3.5.3 Conclusion

Nous avons examiné la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C au GAI, qui est une variable biophysique utilisée comme indicateur de développement du couvert. La première partie visait à étudier la possibilité d'identifier des variabilités spatiales de cette grandeur entre les parcelles. La seconde s'appuyant sur la série multi-dates pour identifier les périodes pour lesquelles le  $\sigma^0$  est sensible au GAI et évaluer les conditions possibles de son inversion.

L'étude de la sensibilité à la variabilité spatiale inter-parcelles de GAI n'a pas donné de résultats concluants pour les deux cultures ni pour l'ensemble des polarisations prises en compte. Seul le cas du rapport de polarisation VV/HH donne des résultats significatifs. Le nombre limité d'échantillons ne permet cependant pas de conclure de façon certaine.

Pour l'analyse de sensibilité de façon multi-dates, nous avons pu confirmer les tendances déjà observées

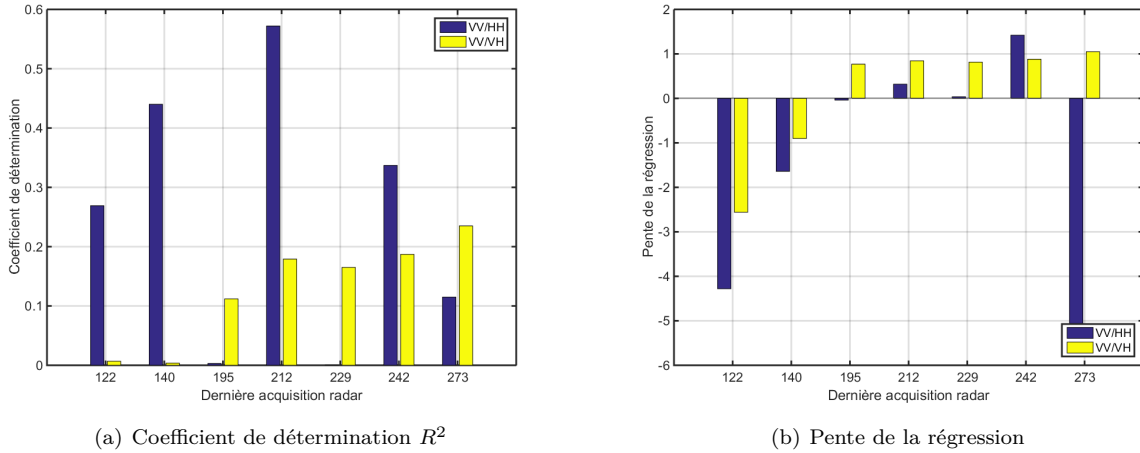


FIGURE 3.26 – Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régressions avec prise en compte cumulée des acquisitions.

sur le blé, avec la polarisation VV qui se montre la plus sensible au développement de la végétation. Pour le tournesol, on observe des résultats similaires entre les 4 polarisations simples. L'approche multi-dates a aussi confirmé la bascule entre les deux régimes de sensibilité, à l'humidité de surface au début du cycle cultural, puis à la végétation à partir d'une période entre les jours 140 et 195.

### 3.6 Conclusion

L'analyse de sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar à l'humidité de surface et au GAI a permis d'identifier les périodes pour lesquelles le radar peut apporter une information en vue de mieux informer la spatialisation d'un modèle de surface sur la zone d'étude. L'étude du profil temporel du  $\sigma^0$  a confirmé la différence de variation du signal avec le développement de la plante. La tendance est décroissante pour le blé et croissante pour le tournesol.

Pour l'humidité de surface, l'étude des variations inter-parcelles n'a pas donné de résultats significatifs pour la gamme d'humidité balayée entre les parcelles. Dans le cas de l'étude de la variabilité temporelle, nous avons pu identifier des seuils approximatifs sur la hauteur qui permettent de caractériser les périodes où la sensibilité existe. Pour le blé en début de phase de croissance il convient d'éviter d'utiliser la polarisation VV pour l'humidité de surface, les autres polarisations simples fournissent des résultats similaires entre elles. Dans le cas du tournesol, les 4 polarisations simples montrent les mêmes valeurs de corrélation.

Pour le suivi de la végétation, l'étude de sensibilité à la variation spatiale est, comme dans le cas de l'humidité de surface, limitée par le manque de significativité observé. Seul un cas de cross polarisation, VV/HH, dans le cas du blé montre des résultats statistiquement significatifs. L'étude multi-dates sur le blé confirme l'utilité d'utiliser la polarisation VV pour le suivi de la végétation. Elle montre une sensibilité forte,

de l'ordre de  $2,7 \text{ dB m}^2/\text{m}^2$ , et maintenue au cours du cycle cultural. Pour le tournesol on observe encore un comportement similaire entre les polarisations. Pour les premières acquisitions la significativité est faible, les corrélations sont ensuite exploitables après la troisième acquisition dont nous disposons. Les régressions montrent une sensibilité variant peu, avec la polarisation HV légèrement plus sensible. Pour le tournesol, le point le plus important est le caractère symétrique qui apparaît entre les périodes de sensibilité à l'humidité de surface et à la végétation.

Le radar bande-C montre donc une sensibilité à l'humidité de surface et au GAI qui évolue au cours du cycle cultural. Cette variation pourrait être utilisée pour inverser les propriétés de la surface en fonction de la période. L'approche que nous avons choisie reste cependant grossière, en corrélant simplement  $\sigma^0$  et la propriété de surface. Des méthodes plus complexes basées sur une série d'acquisitions plus dense, sur une approche de modélisation du transfert radiatif ou de décompositions polarimétriques pourraient être utilisées sur les périodes de sensibilité identifiées.



## Chapitre 4

# Analyse des dynamiques spatio-temporelles des données infrarouge thermique au cours du cycle cultural du blé et du tournesol

### 4.1 Introduction

Les données de télédétection infrarouge thermique sont généralement utilisées pour l'étude et le suivi du bilan d'énergie de la surface. Ce bilan est constitué des échanges d'énergie et de matière entre le sol, l'atmosphère et les plantes dans le cas d'un couvert de végétation. Le moteur principal de ces échanges d'énergie est la différence de température et d'humidité entre les différentes composantes du continuum sol-plante-atmosphère. L'information de température issue de la télédétection est une variable majeure pour la compréhension et la modélisation des échanges d'énergie et d'eau à la surface. Elle intervient en effet dans le bilan d'eau, dans le bilan radiatif et dans le bilan d'énergie.

Cette relation entre température de surface et processus fait que le domaine infrarouge thermique a très rapidement été utilisé pour l'étude de l'évapotranspiration et de l'état hydrique des plantes [Monteith, 1981, Kalma et al., 2008]. Au delà de l'apport de la température de surface pour la description des processus, la température permet de caractériser aisément le stress hydrique. Pour des plantes en stress hydrique, les mécanismes de régulation de la température par la transpiration sont limités par l'accès à l'eau de la réserve utile. Cela se traduit physiquement par une augmentation de la température, on parle alors de stress thermique, qui peut causer des pertes partielles ou totales de rendement en fonction de la sévérité et de la durée de la période de stress. La télédétection infrarouge thermique permet d'observer des anomalies de température caractéristiques d'un stress thermique.

L'utilisation de capteurs sensibles au rayonnement infrarouge thermique est cependant complexe, en com-

paraison aux instruments utilisés dans le visible. De ce fait, le compromis entre résolution spatiale et temporelle est d'autant plus marqué dans ce domaine de longueur d'onde. Le nombre d'instruments haute résolution embarqués sur plateforme satellite est aussi plus faible. Pour les études à haute résolution, les données sont principalement issues des satellites LANDSAT et de l'instrument ASTER embarqué sur Terra. Les données obtenues sont à une résolution allant de 90 *m* à 100 *m*. La revisite théorique est de 16 jours pour chaque satellite mais est supérieure dans les faits à cause de la couverture nuageuse.

Les données de télédétection infrarouge thermique peuvent être utilisées de manière spatiale, pour caractériser une hétérogénéité d'humidité de sol [Giraldo et al., 2009] ou des régimes d'évapotranspiration par exemple [Moran et al., 1994b], ou de manière temporelle, dans le cas d'une utilisation pour le forçage ou l'assimilation des données dans les modèles. Les échelles spatiales d'utilisation peuvent aussi varier. Dans le cas d'études à l'échelle nationale ou supérieure les données utilisées sont généralement de moyenne résolution, comme pour l'instrument MODIS, tandis que pour le suivi à l'échelle locale seules les données à haute résolution fournissent une information suffisamment fine. Des méthodes de désagrégation de données moyenne résolution peuvent permettre d'augmenter le nombre d'images utilisables [Agam et al., 2007], mais nécessitent un apprentissage ainsi qu'un jeu de données visibles complémentaire.

L'étude présentée utilise des données de télédétection haute résolution pour le suivi spatial et temporel de l'hétérogénéité de parcelles de blé et de tournesol. Les parcelles sont localisées sur une zone d'environ 17 *km* de côté, nous travaillons donc à une échelle locale. Cette étude s'appuie sur une série de données réelles, avec les contraintes de représentativité et d'échantillonnage associées.

## 4.2 Définition d'une température relative pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'état hydrique inter-parcellaire pour une même culture

Les instruments de télédétection infrarouge thermique fournissent une température de brillance qui donne une température radiative après correction des effets atmosphériques et d'émissivité. Si les différences de température de surface entre parcelles peuvent renseigner sur la variabilité d'état de surface, cette approche reste limitée à une analyse purement spatiale et instantanée. En effet, la température de surface moyenne présente une variation temporelle au cours de l'année (Figure 4.1). Cette variation empêche la comparaison directe des températures de surface au cours de l'année, la différence pouvant s'expliquer par une variation de la demande évaporative ou par la variation saisonnière.

Pour le suivi d'évapotranspiration, il a été constaté que la différence entre température de surface et température de l'air était liée de façon linéaire au déficit de pression de vapeur d'eau [Idso et al., 1981, Jackson et al., 1981, Alderfasi and Nielsen, 2001]. Le déficit de pression de vapeur d'eau étant à l'origine de l'évapotranspiration. Cette dernière peut donc être reliée à la différence de température entre l'air et la surface [Moran et al., 1994b].

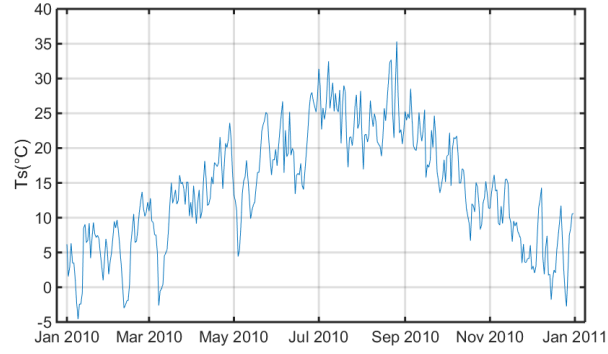


FIGURE 4.1 – Variation de la température moyenne journalière de surface in-situ au cours de l’année pour la parcelle B10

La différence de température présente aussi l’intérêt de normaliser la variation saisonnière de la température de surface. En effet la température de l’air montre la même variation saisonnière que la température de surface et la différence entre les deux ne dépend que des conditions météorologiques locales : rayonnement incident, pression, humidité, vent et les effets d’advection. La différence a pour effet de diminuer l’amplitude du cycle saisonnier la variation saisonnière (Figure 4.2)

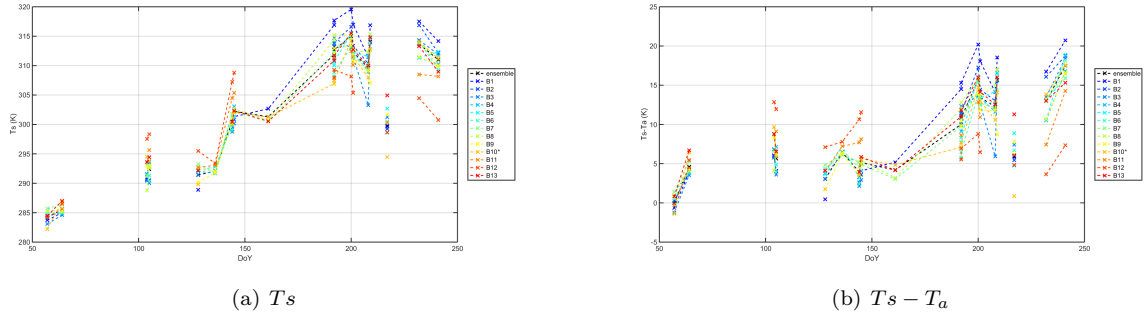


FIGURE 4.2 – Profils de température de la température de surface ( $T_s$ ) et de la différence avec la température de l’air ( $T_s - T_a$ ) illustrant l’effet de l’utilisation de la différence entre température de surface et température de l’air sur le profil temporel de mesures de télédétection IRT (b). L’augmentation de  $T_s$  (a) lié aux saisons est atténuée.

Pour l’ensemble de l’étude, nous utilisons les valeurs de température de surface ainsi que la température de l’air issue des réanalyses SAFRAN. Les acquisitions satellite ont lieu à un horaire fixe, autour de 10h30. Nous utilisons la valeur moyenne de la température de l’air entre 9h et 12h pour calculer la différence  $T_s - T_a$ .

La différence de température entre la surface et l’air permet alors d’obtenir une grandeur liée à l’évapotranspiration qui diminue l’amplitude du cycle saisonnier (Figure 4.2). Nous pouvons alors l’utiliser pour le

suivi temporel multi-dates. L'emploi des données SAFRAN crée cependant deux problèmes : la disparition de variation entre les parcelles présentes dans une même maille et la création d'une hétérogénéité synthétique entre les mailles SAFRAN.

L'homogénéisation de la température de l'air avec les données SAFRAN est liée à l'échelle utilisée, plusieurs parcelles se trouvent dans une même maille SAFRAN ( $8 \times 8 \text{ km}$ ). La variation de température de l'air pouvant exister à l'intérieur de la maille n'est pas prise en compte. La comparaison des données des stations météo d'Auradé et Lamasquère montre cependant que les températures de l'air mesurées pour deux stations situées à  $15 \text{ km}$  d'écart sont faibles, avec un biais de  $-0,17 \text{ K}$  et un RMSD de  $1,15 \text{ K}$  au cours de l'année 2010.

Les données SAFRAN font aussi apparaître une hétérogénéité artificielle liée à la grille dans laquelle se trouve la parcelle étudiée. Si la variation de température de l'air entre les deux points de grille est faible,  $-0,35 \text{ K}$  de Biais et  $1,29 \text{ K}$  de RMSD. Cette variation doit être normalisée sur l'ensemble de la zone afin d'obtenir une température relative comparable entre les parcelles, parfois distantes de plusieurs kilomètres. Par la suite nous utiliserons un indice de température corrigé de ces deux variabilités, spatiale et temporelle, que l'on nomme  $Ts^*$  (Équation 4.1). Cette valeur sera exprimée en pourcentage dans la suite du manuscrit.

$$Ts^* = \frac{Ts - Ta}{Ta} \quad (4.1)$$

Avec :

$Ts$  Température de surface (en  $K$ ).

$Ta$  Température de l'air (en  $K$ ).

La température corrigée  $Ts^*$  est un écart relatif à la température de l'air. Il est donc intéressant de la comparer à un indicateur de stress comme le CWSI (Equation 4.2) ([Jackson et al., 1981, Boulet et al., 2007]) basé sur la limitation du flux LE. Le CWSI a été choisi car il permet d'analyser une série temporelle de données, grâce à la pondération par le flux LE potentiel. Il s'agit aussi d'un indice auquel nous pouvons avoir accès facilement, avec les mesures terrain pour le flux LE et en utilisant les formules climatiques pour le flux LE potentiel. Nous vérifions si l'indicateur de température  $Ts^*$  que nous utilisons est ainsi sensible au statut hydrique de la parcelle. Pour cela, nous utilisons les mesures issues de la parcelle B10, la parcelle flux. Le flux LE est directement issu des mesures de la stations, tandis que le flux LE potentiel ( $LE_{pot}$ ) est calculé à partir des données météo en utilisant la méthode FAO [Allen et al., 1998]. Pour  $Ts^*$ , nous utilisons la mesure de température de l'air mesurée par la station installée sur la parcelle et la température de surface à partir du flux radiatif grandes longueurs d'onde et en inversant la loi de Stefan.

$$CWSI = 1 - \frac{LE}{LE_{pot}} \quad (4.2)$$

Avec :

$LE$  Le flux de chaleur latente (en  $Wm^{-2}$ ).



$LE_{pot}$  Le flux de chaleur latente potentiel (en  $Wm^{-2}$ ).

La valeur de  $Ts^*$  est comparée au CWSI pour la période de culture du blé, du jour 1 au jour 193. Il ne s'agit pas de la période pour laquelle la demande climatique est la plus importante mais celle par laquelle la série de données in situ est la plus complète. Cela signifie que les valeurs d'évapotranspiration potentielle peuvent être faibles. L'estimation du CWSI est alors faussée pour ces faibles valeurs de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la mesure du flux LE. Un flux LE faible aura une incertitude de mesure importante (Figure 4.3). Une forte incertitude sur la valeur du flux LE va créer des valeurs de CWSI artificiellement importantes voire hors de la gamme habituelle de cet indice ([0-1]). Les données ont donc été filtrées pour éliminer ces valeurs aberrantes. Dans un premier temps, nous n'avons conservé que les données acquises pendant la journée, entre 8h et 18h. Un second filtre a aussi été mis en place sur les valeurs d'évapotranspiration potentielle. Ces cas sont associés à une faible demande climatique, pour laquelle les mesures d'évapotranspiration réelle sont faibles et donc soumises à une forte incertitude. Le calcul des valeurs d'évapotranspiration potentielle avec la formule de la FAO donne des valeurs pouvant atteindre  $550 Wm^{-2}$ . Nous avons utilisé un seuil à  $150 Wm^{-2}$ .

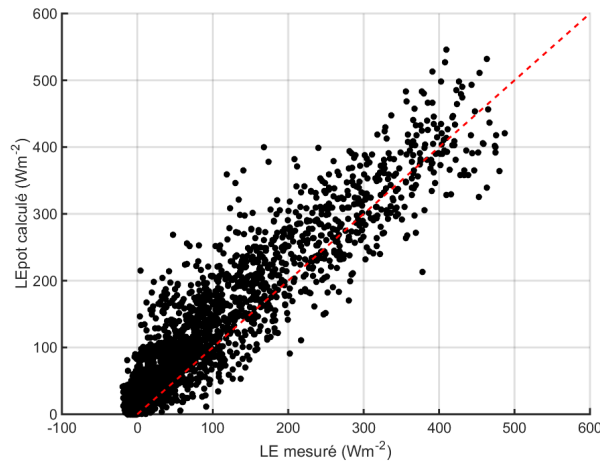


FIGURE 4.3 – Nuage de points des valeurs de flux d'évapotranspiration réelle et potentielle sur la parcelle B10 avant filtrage.

Le tracé du nuage de points  $Ts^* - CWSI$  (Figure 4.4) est ensuite ajusté en utilisant une loi exponentielle (Équation 4.3). Cet ajustement a été préféré à une régression linéaire pour reproduire la croissance importante de  $Ts^*$  pour des valeurs de CWSI élevée ( $> 0,6$ ). Ces valeurs sont associées à un pilotage de la température de surface par le rayonnement incident, les valeurs de température ne sont alors plus modérées par l'évapotranspiration et montrent une plus forte élévation.

$$Ts^* = A * \exp(B * CWSI) + C \quad (4.3)$$

L'ajustement sur l'ensemble des valeurs donne des résultats statistiquement moyens,  $R^2 = 0,33$ . Ces résultats sont cependant obtenus sur une période pour lequel le stress hydrique reste faible, avec 190 points

sur 289 pour lesquels le CWSI est inférieur à 0,5 sur 289. Pour ne conserver que les jours avec la demande climatique la plus forte, nous avons testé trois seuils sur le facteur de stress : 0,5 ,0,6 et 0,7. Les ajustements exponentiels ont été recalculés dans chaque cas (Tableau 4.1). On constate une amélioration de 0,10 du coefficient de détermination pour le cas d'un seuil à 0,6. Il sera difficile d'obtenir de fortes valeurs de  $R^2$  car le nuage de points présente une forte dispersion des valeurs.

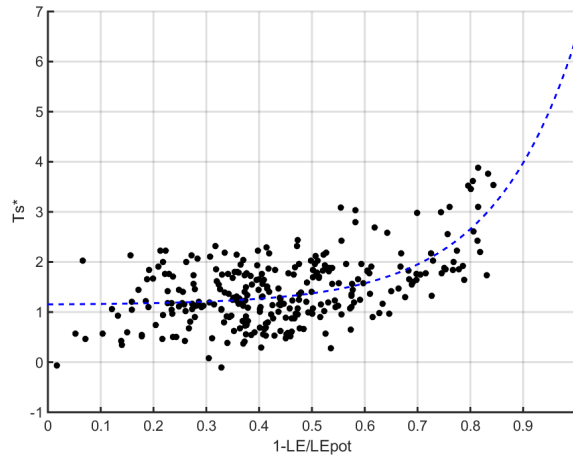


FIGURE 4.4 – Nuage de points  $CWSI - Ts^*$  sur la parcelle B10 avec ajustement exponentiel.

Seuil sur CWSI	$R^2$ dela régression
0	0,33
0,5	0,37
0,6	0,43
0,7	0,33

Tableau 4.1 – Coefficients de détermination obtenus pour les ajustements sur le nuage de points  $Ts^* - CWSI$  avec différents seuils sur la valeur de CWSI.

### 4.3 Utilisation du profil temporel de températures de surface

Les données infrarouge thermique acquises par les instruments satellite permettent d'obtenir un profil temporel de la température de surface des parcelles au cours du cycle cultural du blé et du tournesol. Ces profils temporels de données ne présentent cependant pas un échantillonnage fixe, en effet la couverture nuageuse limite le nombre d'images utilisables.

Pour utiliser le profil temporel de température, nous utilisons la température relative,  $Ts^*$ , définie précédemment. L'objectif étant d'utiliser la variation de la température de surface entre les dates d'acquisition pour caractériser une réponse hydrique variable entre les parcelles. Dans un premier temps, nous nous intéressons

au profil moyen de la température relative,  $Ts^*$ , ainsi que de l'étendue de cette dernière. Nous travaillons dans l'hypothèse que la variation de la réponse hydrique de chaque parcelle est liée à la variation relative de la température de surface par rapport à la température de l'aire. Ainsi, après une précipitation, nous nous attendons à observer des valeurs de  $Ts^*$  faibles ou une étendue de valeurs faible. Dans le cas d'une période d'assèchement ou de ressuyage, où une augmentation du stress hydrique est bien plus probable, nous nous attendons une plus forte valeur de  $Ts^*$  ainsi qu'à une variation inter-parcelle importante. La variation sera caractérisée par l'écart-type du nuage de points pour l'ensemble des parcelles sur une acquisition.

Le profil temporel moyen (Figure 4.5) diffère entre les deux cultures. Le blé montre des variations de  $Ts^*$  au cours du cycle cultural tandis que le tournesol présente une tendance décroissante pendant la croissance suivie d'une augmentation de la  $Ts^*$  au cours de la sénescence.

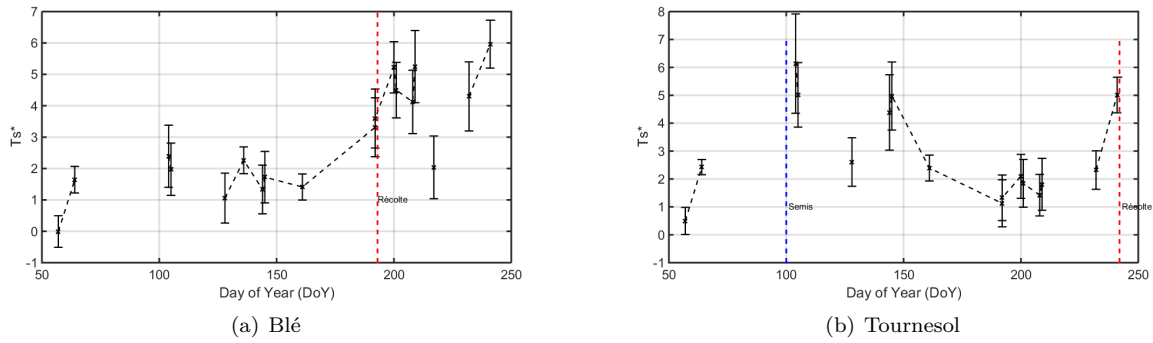


FIGURE 4.5 – Profils temporels de  $Ts^*$  moyen et écart type pour les cultures de blé et de tournesol

## 4.4 Méthode du trapèze et intérêt pour la comparaison multi-dates des parcelles

Si l'analyse du comportement temporel du signal infrarouge thermique permet d'obtenir de l'information sur la situation hydrique des parcelles, leur inter-comparaison est cependant plus complexe. En effet si le cycle cultural est globalement identique entre l'ensemble des parcelles, elles présentent néanmoins une variabilité dans leur développement. Comparer deux parcelles pour une même acquisition n'est donc parfois pas possible, principalement pendant les périodes de croissance et de sénescence car le taux de recouvrement du couvert n'est pas homogène, dans notre cas, cela se traduit par une variation de GAI.

La méthode du trapèze [Température de surface-Indice de végétation] [Price, 1990, Moran et al., 1994a, Carlson et al., 1994, Carlson, 2007] permet de comparer des parcelles avec différents indices de végétation. Dans notre cas une variation d'indice de végétation va être considérée comme une variation du taux de recouvrement et de développement au sein d'une même culture.

Cette méthode a généralement été utilisée de manière spatiale à grande échelle et instantanée pour décrire l'évapotranspiration à l'échelle régionale. Elle s'appuie sur l'utilisation de deux images, une visible et une in-

frarouge thermique, acquises simultanément ou dans un intervalle de temps réduit. Dans l'hypothèse où les situations hydriques extrêmes sont observées dans l'image, le nuage de points prend la forme d'un trapèze. Celui-ci est défini par ses deux limites en température, le bord-sec et le bord-humide. Ils correspondent respectivement à une situation d'humidité du sol proche de la valeur résiduelle et à un sol saturé en eau, deux cas extrêmes pour lesquels la régulation de la température de la végétation suit des processus différents.

Le bord humide peut être décrit comme un régime marqué par une logique hydrique, qui correspond à une évapotranspiration maximale et un accès à l'eau aisé. Les points proches de ce bord ne subissent donc pas de stress hydrique. A l'opposé, le bord sec peut être décrit comme un régime marqué par une logique radiative. Il correspond à un régime d'évapotranspiration minimale lié à une très faible humidité de sol pour lequel la régulation de température n'est plus possible. La température de surface dépend donc du flux de rayonnement incident.

Cette méthode a été utilisée de différentes manières. Soit en déterminant une information directement depuis le triangle défini, comme un coefficient dans une équation de Priestley-Taylor modifiée [Jiang and Islam, 1999], ou en calibrant un modèle pour reproduire le bord-sec et le bord-humide observés [Gillies et al., 1997]. La pente du bord sec est aussi liée aux propriétés de la surface [Goetz, 1997]

La définition des deux bords permet d'obtenir un espace fixe permettant la comparaison des statuts hydriques des différentes parcelles. Une des méthodes permettant cela est celle du TVDI (Temperature-Vegetation Dryness Index) [Sandholt et al., 2002]. Pour chaque point l'écart relatif entre le bord-sec et le bord-humide est calculé. (Figure 4.6). La valeur associée est alors liée au régime d'évapotranspiration de la zone représentée par le point. L'intérêt ici est pouvoir comparer des zones avec des indices de végétation fortement variables par l'utilisation d'un unique référentiel.

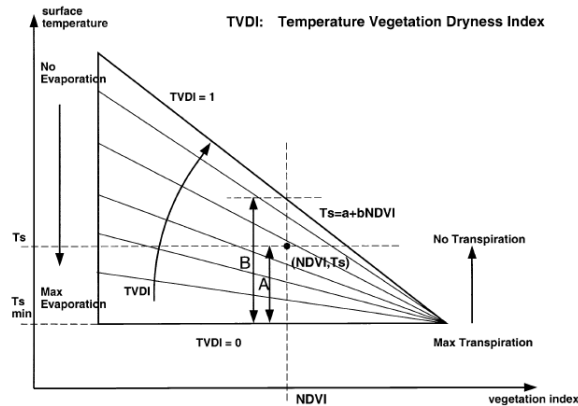


FIGURE 4.6 – Calcul du TVDI à partir de l'espace Ts-NDVI source : [Sandholt et al., 2002]

Cette méthode a été utilisée pour l'étude du statut hydrique sur un paysage en utilisant un couple de

données thermique et visible. L’approche spatiale permettant de comparer différentes parcelles avec un développement différent nous intéresse. La méthode n’est cependant pas directement utilisable dans le cas d’une série temporelle de données. Nous proposons donc une adaptation de la méthode en utilisant le Ts\*

#### 4.4.1 Proposition d’une méthodologie basée sur le trapèze pour l’utilisation d’une série temporelle

Nous avons adapté la méthode du trapèze pour étudier le comportement relatif de chaque culture au cours de l’année 2010. L’objectif étant de définir un outil permettant de comparer les cultures entre elles pour une unique acquisition et de caractériser l’évolution temporelle de leur statut hydrique les unes par rapport aux autres. Dans un premier temps nous déterminerons s’il est possible de reproduire le trapèze Ts-IV en utilisant une série temporelle de données pour chaque culture. Puis s’il est possible de mettre en œuvre cet outil pour discuter les déficits hydriques relatifs.

L’utilisation de la méthode du trapèze de manière temporelle a été testée sur des séries de données pluriannuelles [Lambin and Ehrlich, 1996] ainsi qu’au cours de l’année culturale [Minacapilli et al., 2016]. Cependant ces études s’appuient sur des données à moyenne résolution, comme celles issues des instruments MODIS ou AVHRR. Notre souhait est d’utiliser des données à haute résolution permettant d’obtenir une information à la parcelle. La série temporelle d’images que nous utilisons n’est pas idéale, avec un échantillonnage qui reste faible pour les images visibles et thermiques. L’objectif n’est cependant que d’évaluer la possibilité de mise en place de cette méthode. Ceci doit aussi être mis en perspective avec la mise en orbite ainsi que les projets de satellites et d’instruments travaillant à haute résolution et avec une forte répétitivité. Pour le visible on peut citer la paire de satellites Sentinel-2 [Martimor et al., 2007] ainsi que le micro-satellite Ven $\mu$ s [Ferrier et al., 2010]. Pour l’infrarouge thermique la mission ECOSTRESS [Fisher et al., 2015] présente un fort intérêt, de même que le projet TRISHNA [Lagouarde et al., 2018].

L’utilisation de la méthode du trapèze que nous souhaitons implémenter a pour but d’informer sur ce que l’on définit comme le déficit hydrique relatif, qui n’est pas la définition d’un indice de stress ou de sécheresse comme ce qui est fait classiquement avec ces méthodes. Nous définissons cette grandeur comme une propriété intégrée du sol, décrivant la taille de la réserve utile ainsi que la conductivité hydraulique. Il ne s’agit pas d’une grandeur classiquement utilisée en hydrologie ou pour l’inversion de propriétés du sol. Nous sommes cependant obligés de nous appuyer sur un indicateur plus général pour décrire l’état hydrique des parcelles et leur variabilité. En effet des cas d’équifinalité sur l’origine du stress hydrique et la désignation de la propriété ayant une influence au premier ordre n’est pas toujours possible en utilisant des données de télédétection. Notre intérêt est d’utiliser l’information sur la limitation d’accès à l’eau pour mieux informer la modélisation du bilan d’eau et d’énergie de surface sur les gammes de variation des propriétés de sol la définissant, principalement la profondeur de la zone racinaire, la conductivité hydraulique à saturation et le contenu en eau du sol. La prise en compte de la série temporelle de données pourrait alors permettre d’identifier quelles sont les contributions de chacun des paramètres.

La limitation d’accès à l’eau peut être synthétisée par les deux questions suivantes :

- Quelle est la taille de la réserve utile ?
- Quelle est la facilité d'accès à l'eau de la plante ?

Cette grandeur est similaire à la description du sol comme une éponge. La taille de la réserve utile correspondrait à la taille de l'éponge tandis que la facilité d'accès à l'eau pourrait être décrit par la taille de ses pores et de la manière avec laquelle le milieu retient l'eau par les tensions superficielles.

#### 4.4.2 Mise en place de la méthode du trapèze multi-dates

Pour chacune des cultures étudiées nous utilisons les données de la série temporelle thermique pour définir un trapèze Ts-VI. Nous n'utilisons pas directement la température de surface mais la température normalisée,  $Ts^*$ , définie précédemment. Celle ci nous permet de comparer les données acquises à différents moments de l'année. L'indice de végétation utilisé est le GAI. Ce dernier a été préféré au NDVI car il montre une plus forte variabilité pendant la croissance, pour la culture de blé.

Les données visible et infrarouge thermique n'ayant pas été acquises de manière simultanée ou dans un court intervalle de temps, il est nécessaire d'interpoler une grandeur au cours du cycle cultural. Cette interpolation est réalisée sur les données GAI, issues du visible. Il s'agit de la propriété ayant une variation temporelle relativement lente, en comparaison du gradient de température de surface qui peut varier d'un jour à l'autre, pour des horaires d'acquisition stables. Une interpolation linéaire est réalisée entre ces dates.

Les nuages de points obtenus pendant le cycle cultural et blé, basé sur 9 acquisitions, et du tournesol, basé sur 13 acquisitions, montrent bien une forme de trapèze (Figure 4.7). Celle-ci est plus marquée dans le cas du tournesol. Cet effet peut probablement être associé à la plus forte demande climatique pour les cultures d'été non irriguées, ayant des écarts de GAI et de  $Ts^*$  plus importants. On observe en effet une valeur de  $Ts^*$  maximale plus importante, supérieure à 7%, que dans le cas du blé, avec une valeur maximale légèrement inférieure à 5%.

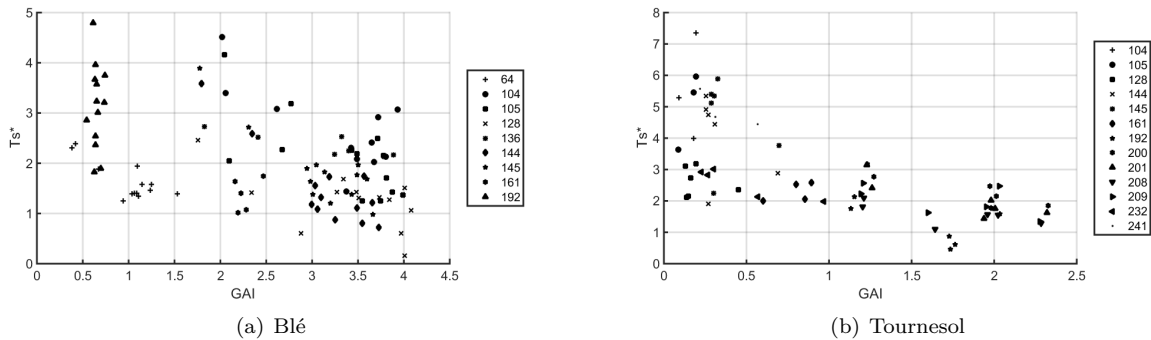


FIGURE 4.7 – Nuages de points  $Ts^*$ -GAI obtenus pour les cultures de blé et de tournesol au cours de l'année 2010

#### 4.4.3 Définition du bord-sec et du bord humide

La seconde étape est la description du trapèze par la définition du bord-sec et du bord-humide (Figure 4.8). Nous avons adopté une définition différente pour chaque limite. L'utilisation d'une série de données s'étalant sur l'ensemble du cycle cultural permet d'obtenir des bords correspondant non pas au moment de l'acquisition, comme dans le cas d'une utilisation classique de la méthode du trapèze mais à l'ensemble du cycle cultural observée. La probabilité d'observer les situations hydrique extrêmes apparait bien plus importante. Initialement nous pensions estimer ses cas extrêmes par la modélisation mais un biais entre modélisation et observation rendait complexe la mise en pratique

Le bord humide est défini en utilisant la valeur minimale de  $Ts^*$  observée. Pour le bord-sec on utilise une régression linéaire sur les valeurs maximales de  $Ts^*$  observées. Pour cela l'espace des GAI est divisé en 10 intervalles entre 0 et l'arrondi à l'entier supérieur du maximum de GAI,  $5m^2/m^2$  pour le blé et  $3m^2/m^2$  pour le tournesol. Si la définition du bord sec est plus robuste que celle du bord-humide, il restera cependant des points placés au dessus du bord-sec ainsi défini. Ces derniers sont donc légèrement en dehors du référentiel commun défini. La définition du bord sec a donc été choisie afin de limiter le nombre de points en dehors du référentiel défini. Sur ce critère, l'utilisation de l'acquisition du jour 64 a été écartée pour la définition du bord-sec du blé (Figure 4.9).

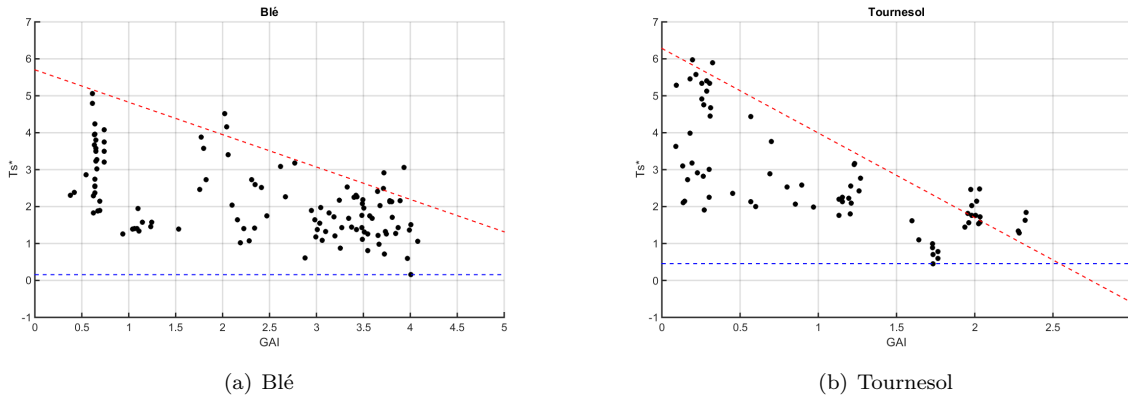


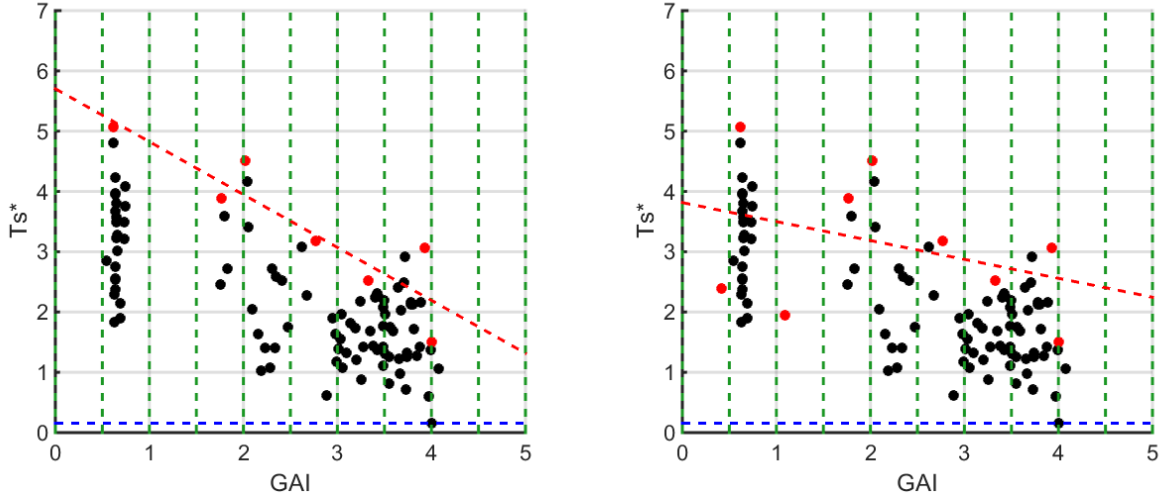
FIGURE 4.8 – Détermination du bord sec et du bord humide pour les trapèzes associés au blé et au tournesol

Une fois les régressions effectuées, on obtient les équations suivantes pour les bords sec et humide du blé et du tournesol.

Culture	Blé	Tournesol
Bord-humide	$y = 0,16$	$y = 0,46$
Bord-sec	$y = -0,88 x + 5,70$	$y = -2,29 x + 6,28$

Tableau 4.2 – Bords sec et humides définis pour le blé et le tournesol

On constate que les bords humides sont proches pour les deux cultures tandis que des bords-sec définis varient fortement (Tableau 4.2). La pente obtenue pour le blé a une valeur de  $-0,88\% m^2/m^2$  et de  $-2,29\%$



(a) Définition du bord sec sur le blé sans utiliser les données du jour 64 (b) Définition du bord sec sur le blé en utilisant les données du jour 64

FIGURE 4.9 – Bord-sec obtenus par régressions sur le blé dans le cas où les données acquises au jour 64 ne sont pas prise en compte et dans le cas où elles le sont

$m^2/m^2$  pour le tournesol. Cette variation de pente entre cultures s'explique par les périodes de culture du blé et du tournesol. Ce dernier présente plus de probabilité de subir un stress hydrique important en fin de cycle. De plus la gamme de GAI du tournesol est plus restreinte.

#### 4.4.4 Calcul d'un indice hydrique à partir du trapèze

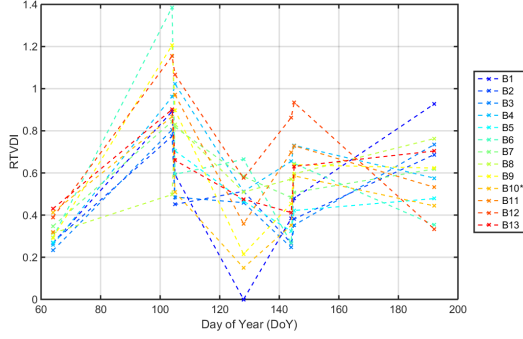
Une fois que les bords du trapèze ont été définis, nous définissons un indice sur la base de ce dernier. Cet indice se base sur le TVDI (Temperature Vegetation Dryness Index) utilisé par Sandholt [Sandholt et al., 2002]. C'est à dire le calcul d'un écart normalisé par une borne supérieure et inférieure. Notre indice se base cependant sur le trapèze défini avec notre série temporelle de données. L'indice, que nous avons renommé RTVDI, pour Relative Temperature Vegetation Difference Index se calcule de la même manière mais en utilisant les valeurs de  $Ts^*$  (Équation 4.4).

$$RTVDI = \frac{T_s^* - T_{wetedge}^*}{T_{dryedge}^* - T_{wetedge}^*} \quad (4.4)$$

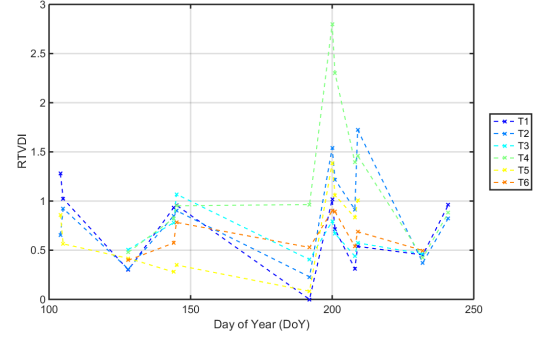
Pour le calcul du RTVDI, nous nous basons sur les trapèzes définis avec un wet-edge horizontal dont la valeur correspond au  $Ts^*$  minimal observé sur la série temporelle. Le dry-edge est celui déterminé par régression linéaire. Le RTVDI est calculé pour l'ensemble des parcelles et acquisitions. Pour chaque point de GAI, correspondant à une acquisition sur une parcelle, la valeur de  $Ts^*$  du bord sec est calculée. On obtient alors un profil de RTVDI pour chaque parcelle au cours de la saison culturale (Figure 4.10).

Deux points sont à examiner sur le RTVDI. Dans un premier temps, la valeur moyenne (Figure 4.11)





(a) Blé

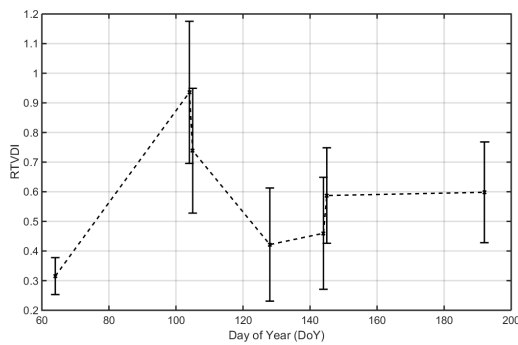


(b) Tournesol

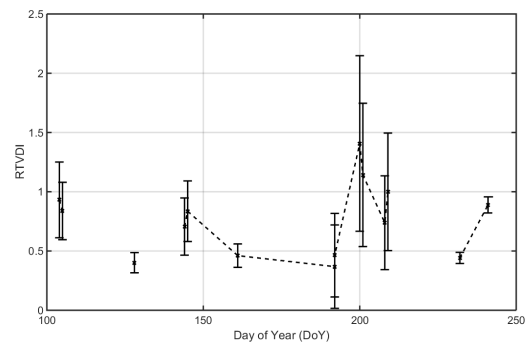
FIGURE 4.10 – Profil temporel du RTVDI pour chaque parcelle de blé et de tournesol au cours de l'année 2010

permet de renseigner sur l'état hydrique de la zone d'intérêt. Dans une période sèche, l'ensemble du nuage de points se rapproche du dry-edge, tandis qu'une acquisition pendant une période de précipitations va montrer un nuage de points bien plus proche du wet-edge. Ce cas s'observe entre les acquisitions effectuées au jour 105 et 128. La définition du trapèze se base sur les données de l'ensemble du cycle cultural, nous pouvons donc caractériser une période spécifique de la culture, comme la plus sèche ou la plus humide relativement à l'ensemble du cycle cultural.

Le second point porte sur l'étendue du nuage de points, qui va traduire la variabilité de conditions hydriques sur la zone d'étude. Un nuage de points ramassé va traduire des conditions proches sur la zone observée, comme dans le cas du jour 128, tandis qu'un nuage de points étendu présentera la plus forte variabilité entre les parcelles. C'est cette variabilité que nous cherchons à caractériser.



(a) Blé



(b) Tournesol

FIGURE 4.11 – Profils moyens et écart-type de RTVDI pour l'ensemble des parcelles de blé et de tournesol au cours de l'année 2010

## 4.5 Caractérisation de la variabilité inter-parcellaire par Inter-classement des parcelles sur la base du RTVDI

Le profil moyen de RTVDI a permis de mettre en avant les périodes de ressuyage, après le jour 128. Nous cherchons maintenant à examiner la possibilité d'utiliser les valeurs de RTVDI par parcelle afin d'identifier des hétérogénéités liées à la réserve utile et au contexte pédo-hydro-morphologique.

La caractérisation du statut hydrique des parcelles se fait en deux étapes : un classement des parcelles sur la base du RTVDI et par comparaison avec une parcelle de référence. Le classement des parcelles a pour but d'identifier des groupes de parcelles présentant un comportement similaire au cours du cycle cultural. Pour cela nous effectuons un classement normalisé des parcelles sur la base du RTVDI. Les rangs sont attribués aux parcelles par valeur croissante de RTVDI, c'est à dire qu'un rang faible correspond à une parcelle pour laquelle on n'observe pas de signature thermique particulière, c'est à dire une faible  $Ts^*$ , correspondant aux parcelles avec les contraintes hydriques les plus faibles du groupe relativement au groupe de parcelles considéré.

Dans le cas du blé des classements marqués apparaissent entre certains groupes de parcelles (Figure 4.12). Nous avons distingué des comportements opposés des parcelles B1 et B2 par rapport aux parcelles B4 et B9. Pour la période allant du jour 104 (14/04/2010) à la récolte au jour 193(12/07/2010), le premier groupe de parcelles présente des rangs faibles, avec un classement relatif généralement inférieur à 0,5. Les parcelles B4 et B9 montrent des rangs élevés. La différence de classement observée ne se conserve cependant pas pour l'ensemble du cycle cultural. Pour les acquisitions au jour 128 et 192 les classements relatifs ne sont pas conservés.

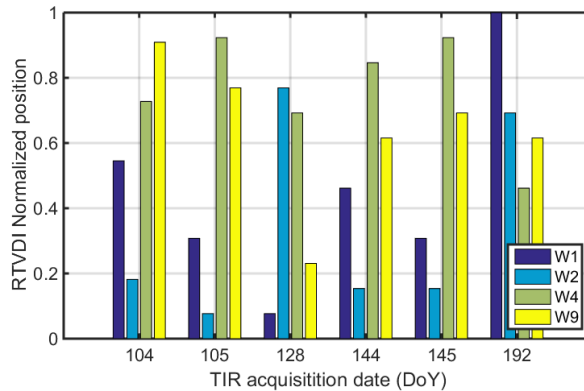


FIGURE 4.12 – Classements basés sur le RTVDI pour deux groupes de parcelles B1 et B2 et B4 et B9

Ce comportement peut s'expliquer de façon différente entre le cas du jour 128 et celui du jour 192. Pour le premier, l'acquisition est réalisée au cœur du cycle cultural du blé, après des précipitations importantes, environ 75 mm, autour du jour 120. Le profil temporel de RTVDI montre une forte baisse de la valeur moyenne de l'indice, passant de 0,7 à 0,4 (Figure 4.12). Ces deux points font que l'on peut considérer que le

jour 128 correspond à une situation d'évapotranspiration importante ou de demande climatique faible, pour laquelle la ressource en eau n'est pas limitante pour l'ensemble des parcelles étudiées. L'hétérogénéité entre les parcelles est faible et n'est pas liée à un régime d'évapotranspiration limitant. L'acquisition du jour 192 a eu lieu à la veille de la récolte pour les 4 parcelles nous intéressant. A ce moment le blé est totalement sec et les variations de température ne sont pas liées à l'accès à la ressource en eau. Nous sommes dans le cas d'un régime radiatif, le  $Ts^*$  observé n'est donc pas associé à une hétérogénéité dans les régimes hydriques.

Les quatre autres observations montrent un inter-classement stable entre les parcelles. En restant dans l'hypothèse que les précipitations sont homogènes sur la zone où sont présentes les 4 parcelles, nous avons cherché à identifier si les variations pouvaient être liées à une variation de propriétés de sol. Les données de la carte de sol (Figure 4.13) montrent une profondeur similaire pour les quatre parcelles, à 90 cm, légèrement supérieure à la valeur moyenne observée pour l'ensemble des parcelles de blé. Le pourcentage d'argile issu de la carte des sols montre par contre une importante différence entre les deux groupes de parcelles. Les parcelles B1 et B2 présentent une valeur de 14 % tandis que les parcelles B4 et B9 montrent une valeur plus de deux fois plus importante, à 35%. Cette variation peut être à l'origine de la différence de comportement observée. En effet un sol présentant un fort taux d'argile va se traduire par un potentiel hydrique plus important (en valeur absolue) rendant plus difficile l'extraction de l'eau du sol par la plante.

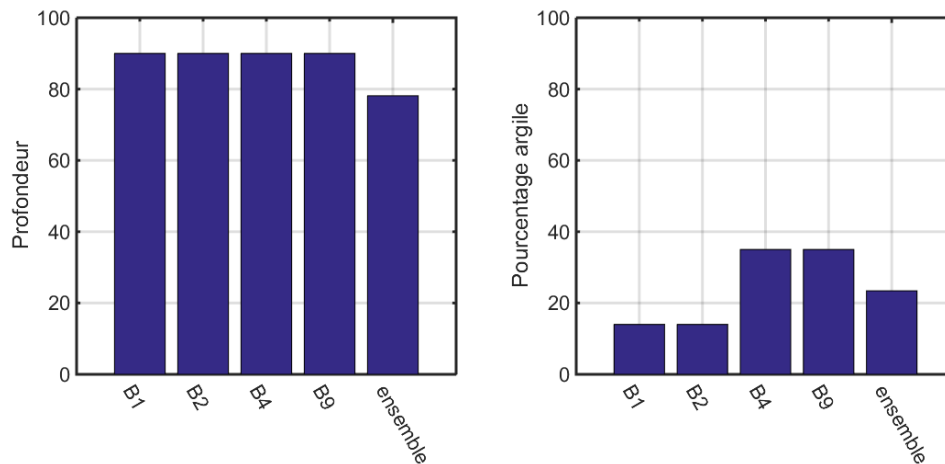


FIGURE 4.13 – Propriétés de sol pour les 4 parcelles de blé d'intérêt et valeurs moyenne pour l'ensemble des parcelles de blé

Les inter-classements effectués sur la base du RTVDI montrent aussi un comportement maintenu entre les parcelles B1 et B2. La parcelle 2 présente un RTVDI plus faible de façon répétée au cours du cycle cultural. Ceci peut s'expliquer par l'absence de drainage sur la parcelle identifiée par R Fieuzal au cours des mesures.

Dans le cas du tournesol, nous n'observons pas de comportement marqué comme dans le cas du blé. Les

classements des 6 parcelles varient fortement au cours du cycle cultural. Ceci peut être lié à la faible variation du RTVDI entre les différentes parcelles pour chaque acquisition. Cette faible variation est observable directement sur le nuage de points à partir duquel est calculé le trapèze. Elle peut être reliée à la faible variabilité inter-parcellaire observée sur le GAI et l'humidité de sol. Les différentes acquisitions montrent un nuage de points homogène avec peu d'étendue.

Cette homogénéité entre les parcelles peut s'expliquer par l'homogénéité des propriétés de sol et des états hydriques entre ces dernières. La carte des sols indique en effet une profondeur similaire, 90 *cm*, entre 5 parcelles et une valeur légèrement inférieure, 73 *cm* pour la dernière. Le pourcentage d'argile est aussi du même ordre de grandeur pour 4 parcelles sur 6, avec une valeur de l'ordre de 40 %. Les parcelles T4 et T5 montrent une valeur inférieure, à 22 et 14 % respectivement.

## 4.6 Discussion sur la construction du trapèze

### 4.6.1 Utilisation du GAI plutôt que du NDVI comme indice de végétation

Le trapèze a été défini en utilisant le GAI comme indice de végétation, alors que les études précédentes se basent sur le NDVI ou un NDVI normalisé. Nous cherchons ici à caractériser les différences entre le RTVDI issu de la méthode s'appuyant sur le GAI et celui issu de la méthode basée sur le NDVI.

Pour ceci, nous avons tracé un trapèze se basant sur le NDVI (Figure 4.14) pour le blé et le tournesol. Un dry-edge a ensuite été défini en utilisant une régression linéaire basée sur la valeur de  $Ts^*$  par intervalle de 0,1 unité de NDVI. Le wet-edge est défini en utilisant la valeur minimale de  $Ts^*$  observée.

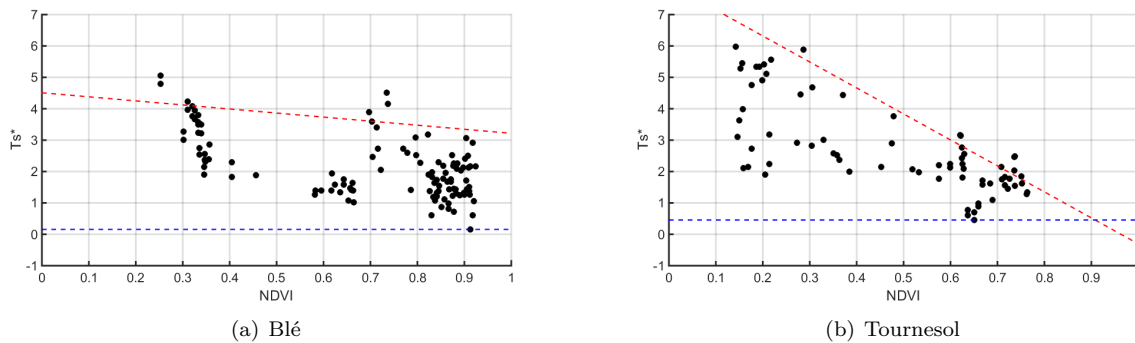


FIGURE 4.14 – Nuage de points et bords sec et humides définis dans l'espace  $Ts^*$ -NDVI

Dans le cas du blé, la forme prise par le nuage de points ne correspond pas à celle d'un trapèze. Les valeurs correspondant au maximum de végétation sont concentrées entre les NDVI de 0,8 et 1, limitant la variabilité observable sur les indices de végétation. Cette apparence est liée à la saturation rapide du NDVI avec le développement du couvert. De plus, on constate que la gamme de NDVI n'est pas échantillonnée de manière continue, principalement pour les NDVI faibles. Le manque de données avec un NDVI faible est lié à l'absence

d'acquisitions les premiers mois du cycle cultural du blé, correspondant à l'augmentation du NDVI jusqu'à 0,6.

Pour le tournesol, le nuage de points prend bien la forme d'un trapèze. On constate que la gamme de NDVI est bien échantillonnée. Le dry-edge montre une valeur maximale plus importante que dans le cas du GAI. Ceci est lié à la valeur plus importante du NDVI pour les GAI faibles.

Les valeurs de RTVDI ont été recalculées dans le cas de l'utilisation du NDVI. Ce calcul se base sur l'utilisation d'un wet-edge plat et du dry edge obtenu par régression (Tableau 4.3).

Culture	Blé	Tournesol
Bord-humide	$y = 0,16$	$y = 0,46$
Bord-sec	$y = -1,29 x + 4,51$	$y = -8,28 x + 7,97$

Tableau 4.3 – Bords sec et humides définis pour le blé et le tournesol dans le cas d'une utilisation du NDVI

Les valeurs de RTVDI issues du trapèze défini avec le NDVI ont été comparées avec celles basées sur le GAI (Figure 4.15). On observe une linéarité pour les faibles indices de végétation puis une divergence plus forte pour les forts indices de végétation. Le régression effectuée sur ces points montre un coefficient de détermination faible (Tableau 4.4). Le RTVDI basé sur le GAI et celui basé sur le NDVI ne sont comparables que pour les valeurs de GAI et NDVI faibles. La dispersion devient trop importante pour les couverts développés, avec des valeurs de GAI et NDVI importantes.

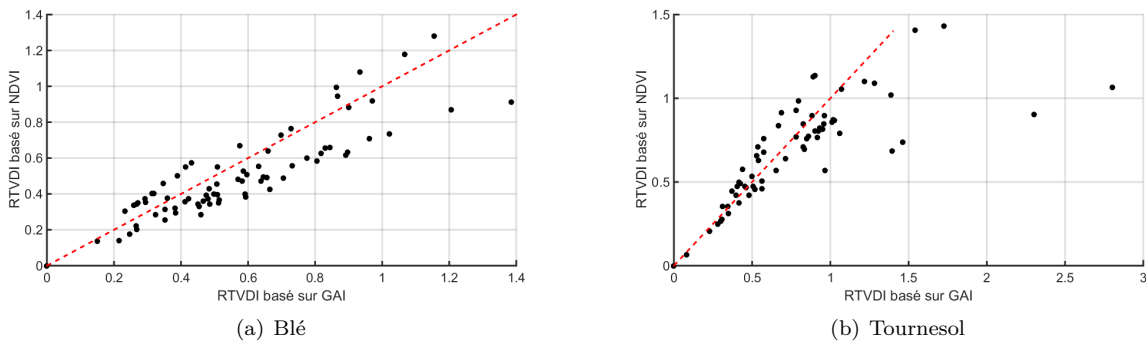


FIGURE 4.15 – Nuage de points des RTVDI obtenus pour le blé et le tournesol pour des trapèzes basé sur le GAI et sur le NDVI.

Culture	Blé	Tournesol
$R^2$	0,77	0,57
RMSE	0,12	0,19
Équation	$y = 0,79 x + 0,05$	$y = 0,47 x + 0,32$

Tableau 4.4 – Régressions calculées entre le RTVDI déterminé à partir du NDVI et celui calculé à partir du GAI.

#### 4.6.2 Définition du wet-edge

La définition du wet-edge sur la valeur minimale du  $Ts^*$  observée est simple mais reste très sensible à la présence de valeurs aberrantes liées à la présence de nuages par exemple. Nous avons examiné l'impact d'une définition du wet-edge par régression linéaire sur les valeurs minimales observées. La définition du wet-edge par régression est réalisée avec le même échantillonnage de l'espace des GAI que pour le dry-edge. La seule condition sur l'utilisation d'un wet-edge par régression est que la pente de cette régression soit plus faible que celle obtenue pour le dry-edge. Dans le cas contraire, la définition du trapèze n'est plus correcte. Cette situation est observée pour la culture de blé en utilisant le GAI. L'absence de points pour un NDVI faible en début de cycle cultural en est très probablement à l'origine.

(Tableau 4.5)

Culture	Blé	Tournesol
Bord-humide	$y = -0,41 x + 1,99$	$y = -0,53 x + 2,25$
Bord-sec	$y = -0,88 x + 5,70$	$y = -2,29 x + 6,28$

Tableau 4.5 – Bords sec et humides définis par régression pour le blé et le tournesol dans le cas d'une utilisation du GAI

Les valeurs de RTVDI issues du trapèze défini avec un bord-humide plat et de celui utilisant un bord-humide défini par régression, ont été comparées dans le cas du GAI. Le scatter-plot montre une tendance linéaire marquée (Figure 4.16). Les régressions effectuées sur ces séries de données (Tableau 4.6) montrent des coefficients de détermination importants, supérieurs à 0,95.

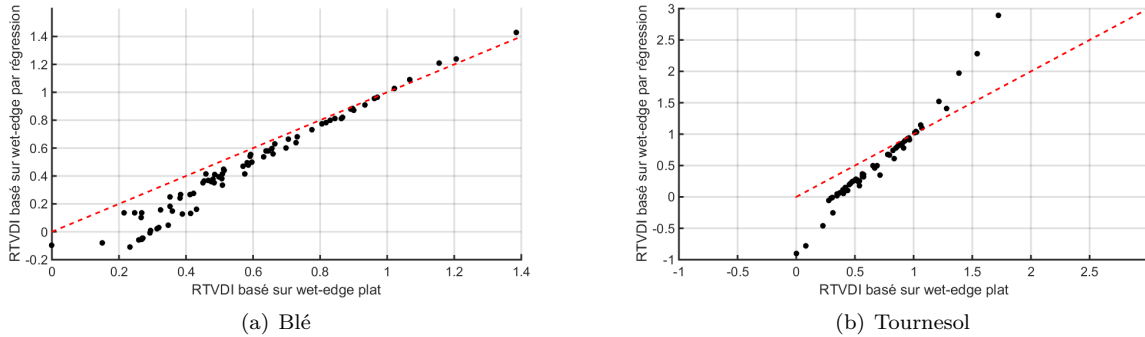


FIGURE 4.16 – Scatter-plot des RTVDI obtenus pour le blé et le tournesol dans les cas avec un bord-humide plat et un bord-humide déterminé par régression.

Culture	Blé	Tournesol
$R^2$	0,97	0,96
RMSE	0,06	0,012
Équation	$y = 1,28 x - 0,28$	$y = 1,83 x - 0,73$

Tableau 4.6 – Régressions calculées entre le RTVDI déterminé avec un bord-humide plat et par régression linéaire sur les valeurs minimales de  $Ts^*$

L'utilisation d'un bord-humide ou l'autre n'a que peu d'effet sur le classement des parcelles. Seules les parcelles ayant une différence de valeur de RTVDI inférieure à 0,05 montrent une inversion de classement. Dans le cas du blé, ces inversions représentent 16% des cas. Ils sont principalement observés au jour 128, qui suit une période de précipitations importantes et pour lequel la variabilité entre parcelles est plus faible.

L'utilisation d'un bord-humide obtenu par régression ne présente que peu d'avantages pour l'utilisation que nous faisons de la méthode du trapèze, notre travail étant principalement effectué en relatif. Nous pouvons même pousser cette logique en définissant un bord-humide plat et de valeur égale à zéro. Cette situation correspondant théoriquement au régime d'évapotranspiration maximal.

### 4.6.3 Problématique de l'échantillonnage temporel

Si nous disposons d'une série temporelle couvrant la majorité du cycle cultural du blé et l'ensemble de celui du tournesol, l'échantillonnage temporel reste une problématique importante. S'il est possible de définir un trapèze dans l'espace  $Ts^*$ -GAI multi-dates, nous constatons la présence de zones où nous ne disposons pas de couples de données, dans le cas du blé, les GAI entre 1 et 2,5 ne présentent que peu de points. Cette absence de données peut perturber la définition du bord-sec, comme observée pour le blé dans le cas de l'acquisition du jour 64.

Les limites de l'échantillonnage temporel apparaissent de manière plus marquées dans le cas du NDVI. Pour le blé, l'absence des points correspondant à un NDVI faible limite le nombre de points utilisés pour la définition du bord-sec. Ce problème est exacerbé si l'on définit le bord humide par régression. Les points de faible NDVI et faible  $Ts^*$  se trouvent généralement en début de cycle et dans des périodes où la couverture nuageuse est importante, donc le nombre d'images utilisables est plus limité. Une définition du bord-humide dans ces conditions s'appuie sur des données ne représentant pas forcément les processus physiques associés.

Cette limitation est très marquée dans le cas de données à haute résolution. L'utilisation d'images à plus faible résolution peut être une solution pour la mise en place d'un trapèze temporel [Minacapilli et al., 2016]. Les données visible à haute résolution sont maintenant disponibles avec un échantillonnage temporel de 7 jours, grâce à la paire de satellites Sentinel-2. La nébulosité restant le facteur limitant, surtout en début de cycle. Pour les données infrarouge thermique à haute résolution la situation est plus limitée, les instruments embarqués dans LANDSAT-8 et TERRA ne permettent une acquisition que tous les 16 jours. La perspective d'amélioration de la fréquence de revisite est meilleure depuis la mise en place d'ECOSTRESS en 2015 et le lancement du projet TRISHNA.

## 4.7 Conclusion

La série temporelle d'images infrarouge thermique présentaient des contraintes importantes pour l'identification de la variabilité spatio-temporelle. Les valeurs de température de surface varient au cours du cycle cultural, ce qui limite les possibilités d'utilisation multi-dates. Pour une image, les parcelles présentent une

variabilité de développement, ce qui a une influence sur les processus de surface.

Pour s'affranchir de ces contraintes, nous avons adapté la méthode du trapèze [Température de surface-Indice de végétation], pour une utilisation temporelle. Cela a nécessité la mise en place d'une température normalisée nommée  $Ts^*$ . L'indice de végétation utilisé ici est le GAI. L'intérêt de cette méthode était de définir un espace commun dans lequel la comparaison des parcelles pour une même acquisition ou pour une série de données est possible. Ces comparaisons se basent sur un indice déterminé dans le trapèze temporel, le RTVDI.

Nous avons calculé sa valeur pour l'ensemble des parcelles sur la série temporelle de données. Un classement a ensuite été réalisé sur ces valeurs. A partir de ce classement, nous avons identifié des parcelles avec des schémas de comportement similaire. Ces parcelles montrent des caractéristiques de sol similaires qui peuvent expliquer les variations de RTVDI. Ces classements ainsi que la variabilité sur les valeurs de RTVDI seront ensuite utilisées dans l'approche de modélisation.



## Chapitre 5

# Utilisation de la variabilité spatiale et temporelle pour la modélisation du bilan d'eau à l'échelle de la parcelle

### 5.1 Introduction

Au cours des deux chapitres précédents, nous avons étudié le potentiel d'une série d'acquisitions de télédétection radar et thermique pour identifier et caractériser la variabilité entre les parcelles d'une même culture. Cette analyse portait sur 13 parcelles de blé et 6 parcelles de tournesol. Les résultats obtenus permettent d'une part d'envisager une utilisation des données radar pour le suivi temporel de la végétation. La mise en place d'une méthode temporelle s'appuyant sur la logique du trapèze [température de surface-indice de végétation] nous a permis, d'autre part de classer les différentes parcelles et de faire des premières hypothèses sur les raisons de la variabilité observée.

L'objectif initial était d'utiliser les informations issues du radar bande-C ainsi que de l'infrarouge thermique pour modifier les conditions de modélisation du bilan d'eau et d'énergie de la surface. Cette approche différait de celles utilisant la complémentarité des données hyperfréquence et thermique. Ces dernières se focalisent principalement sur l'inversion du contenu en eau de la surface [Kuenzer et al., 2013, Hain et al., 2011, Hain et al., 2012, Barrett and Renzullo, 2009, Li et al., 2010, Amazirh et al., 2018]. Ces méthodes s'appuient sur une assimilation des données radar et thermique dans un modèle de bilan d'énergie. Dans le second cas, la résolution est faible et ne permet pas d'étude à haute résolution.

Des travaux portant sur l'utilisation de méthodes multicritères pour l'étalonnage des paramètres de modèle de surface ont aussi montré l'utilité d'utiliser des données infrarouge thermique et une information complémentaire sur l'humidité de surface, accessible par les hyperfréquences, pour obtenir de meilleurs résultats [Demarty et al., 2005].

L'objectif sera ici de reproduire la variabilité inter-parcelle observée avec les données de télédétection en utilisant la modélisation. Pour cela nous travaillons de manière directe, en modulant les paramètres et les entrées les plus sensibles du modèle en se basant sur les travaux d'étalonnage et d'études de sensibilité déjà effectués.

## 5.2 Entrées du modèle

### 5.2.1 Initialisation du modèle

Pour l'ensemble des simulations, il a été nécessaire de faire des choix pour l'initialisation et le pilotage du modèle. Pour rappel, le modèle est initialisé avec des valeurs de température du sol et d'humidité du sol à 4 profondeurs (5, 10, 30 et 60 *cm*) qui permet de recalculer les humidités des 2 couches de sol. Le forçage du modèle est assuré par la météo ainsi que les variables décrivant le couvert végétal (LAI et hauteur).

L'initialisation des humidités et températures du sol n'est pas réalisable pour chaque parcelle. En effet, nous disposons de l'humidité en profondeur dans le sol que pour une parcelle de blé (B10) et une parcelle de tournesol (T5). Dans le premier cas, il s'agit de la sonde d'humidité installée sur la parcelle instrumentée du CESBIO. Elle fournit des valeurs d'humidité volumique à 5, 10, 30 et 60 *cm*, avec un pas de temps semi-horaire. Dans le second le profil d'humidité de sol a été mesuré à l'aide d'un capteur diviner, dont le principe s'appuie sur la FDR (Frequency Domain Reflectometry) [SU et al., 2014]. Les mesures sont ponctuelles, pour l'année 2010, 12 mesures ont été effectuées. Dans ce cas, l'humidité est échantillonnée tous les 10 *cm*, de 0,1 à 1 *m* de profondeur.

Pour les deux cultures, nous avons fait le choix d'initialiser le profil d'humidité pour l'ensemble des parcelles en utilisant les mesures de la parcelle B10 dans le cas du blé et pour la parcelle T5 dans le cas du tournesol. Ce choix crée une nouvelle incertitude sur l'initialisation du modèle. Cependant cette valeur d'initialisation constitue aussi une grandeur qui pourra être ajustée en utilisant les informations issues de la télédétection.

Dans le cas du blé, le profil d'humidité présente une interruption entre les jours 104 (14/04/10) et 141 (21/05/10). L'initialisation à cette période n'est donc pas possible directement. Dans le cas des simulations débutant au jour 128, nous avons fait le choix d'effectuer une initialisation à la valeur de saturation d'humidité. Ce choix s'appuie sur l'important cumul de précipitations, 87 *mm*, entre les jours 121 et 128.

Pour le tournesol, nous avons utilisé les données d'humidité de sol diviner avec les grandeurs de calibration standard, qui permettent de passer d'une valeur de fréquence normalisée à celle d'une humidité de sol avec une loi de puissance. Ces paramètres peuvent être affinés à l'aide d'une connaissance de la texture du sol [Morgan et al., 1999, Groves and Rose, 2004, Provenzano et al., 2015]. Cela aurait nécessité une étape de calibration supplémentaire qui n'a pas été réalisée au cours de la campagne de mesure.

Pour les valeurs de température de sol, nous avons utilisé une initialisation basée sur les données météo

SAFRAN. La température de sol pour le modèle SETHyS est la moyenne des températures de l'air au cours des dernières 24 heures. La température de l'air utilisée est celle de la maille SAFRAN dans laquelle se trouve la parcelle.

## 5.2.2 Entrées météo

Le modèle SETHyS est piloté par la météo. Il utilise 6 grandeurs à chaque pas de temps, horaire dans notre cas. Le fichier météo regroupe les valeurs suivantes :

$R_g$  Le rayonnement global (en  $Wm^{-2}$ )

$R_{atm}$  Le rayonnement atmosphérique (en  $Wm^{-2}$ )

$T_{air}$  La température de l'air (en  $^{\circ}C$ )

$HR_{air}$  L'humidité relative de l'air (en %)

$v$  La vitesse du vent (en  $ms^{-1}$ )

$PP$  Les précipitations et les irrigations (en  $mm$ )

Pour l'ensemble des parcelles nous utilisons les données SAFRAN pour piloter le modèle. Elles fournissent les grandeurs météo à un pas de temps horaire pour l'ensemble de l'année. Nous utilisons les valeurs d'un point de grille pour l'ensemble des parcelles situées sur cette dernière (Tableau 5.1). Les simulations sont donc effectuées en utilisant l'information de deux points de grille SAFRAN, 9007 et 8918.

Blé		Tournesol	
B1	9007	T1	9007
B2	9007	T2	9007
B3	9007	T3	8918
B4	9007	T4	8918
B5	9007	T5	9007
B6	9007	T6	8918
B7	9007		
B8	9007		
B9	9007		
B10	8918		
B11	9007		
B12	9007		
B13	8918		

Tableau 5.1 – Localisation des parcelles étudiées dans la grille SAFRAN

Il faut noter que les réanalyses SAFRAN ne fournissent pas l'information d'humidité relative, seule l'humidité spécifique est disponible. Nous avons donc converti l'humidité spécifique en utilisant la formule de Nadeau et Puiggali (Équation 5.1).

$$HR = \frac{P_{atm}HS}{P_{sat}(0,622 + HS)} \quad (5.1)$$

Avec  $P_{sat}(T)$  la pression de vapeur saturante à la température  $T$  (Équation 5.2).

$$P_{sat} = \exp(23,3205 + \frac{3802,7}{T + 273,18} + (\frac{472,68}{T + 273,18})^2) \quad (5.2)$$

Avec la pression de vapeur saturante définie de la manière suivante.

HR L'humidité spécifique (en  $kg_{eauvapeur}/kg_{airhumide}$ )

T La température de l'air (en  $^{\circ}C$ )

### 5.2.3 Description de la végétation

Le modèle SETHyS ne dispose pas d'un module de végétation autonome qui calcule le développement de la plante. La description du couvert végétal est donc fournie en entrée de modèle. Les données sont utilisées à un pas de temps journalier. Le modèle est forcé par trois grandeurs : la hauteur, le LAI total et le LAI vert. Nous utilisons donc une interpolation linéaire entre les dates de mesure pour l'estimation journalière de ces entrées.

La hauteur est issue des mesures in-situ effectuées au cours de la campagne MCM'10. L'échantillonnage temporel des valeurs est bon, avec 16 mesures sur le cycle cultural du blé et 13 pour le tournesol. L'intervalle moyen entre deux mesures est de 9 jours pour le blé et 10 jours pour le tournesol. L'interpolation linéaire est effectuée entre les dates à l'exception de la période entre la dernière mesure et la date de récolte. Pour cette période, on conserve une valeur de hauteur constante égale à la valeur du dernier point de mesure. La valeur de hauteur passe alors à 0 au jour de la récolte.

Les grandeurs de LAI ne sont disponibles que pour la parcelle flux. A défaut nous utilisons l'information de GAI estimée par télédétection pour décrire la végétation. Une étude de sensibilité est effectuée pour caractériser les incertitudes liées à cette entrée. De la même manière que pour la hauteur, nous interpolons linéairement les valeurs entre les dates de mesure. Contrairement au cas de la hauteur, l'interpolation linéaire entre les dates d'acquisition n'est pas optimale vu le faible échantillonnage de ces grandeurs. Le LAI vert est décrit par le GAI, aussi bien pendant la période de croissance que la sénescence. Pour le LAI total (vert + jaune) nous avons fait le choix de fixer une valeur finale ayant pour valeur 80% de la valeur maximale observée durant le cycle cultural et d'utiliser ce point à la date de récolte.

## 5.3 Paramètres du modèle

Les fichiers de paramètres utilisés de manière initiale dans la modélisation sont ceux issues des travaux d'étalonnage réalisés par G Bigeard [Bigeard, 2014]. Cet étalonnage a été effectué pour les cultures de blé et de tournesol du sud ouest en utilisant la méthode d'étalonnage multicritères et multiobjectifs MCIP [Demarty et al., 2005]. Cette méthode repose sur l'utilisation d'une méthode multicritère [Yapo et al., 1998, Gupta et al., 1999, Bastidas et al., 1999] sur l'ensemble des paramètres du modèle. L'étalonnage a été effectué sur des données acquises entre 2006 et 2008 sur les sites flux du CESBIO. Les gammes de variation des paramètres étalonnés sont différenciés en fonction de la période du cycle cultural qui est simulée : levée, croissance, maximum de végétation ou sénescence.

Cet étalonnage a fourni une valeur d'étalonnage ainsi qu'une gamme de variation réduite pour chaque paramètre. L'étude de sensibilité sur laquelle est basée la méthode d'étalonnage a permis d'identifier les paramètres les plus sensibles. Deux paramètres sont liés aux caractéristiques de la végétation : capacité photosynthétique ( $V_{max0}$ ) et largeur des feuilles ( $lgf$ ). Quatre paramètres décrivent le sol, aussi bien pour les transferts hydriques verticaux : conductivité hydraulique à saturation ( $K_{sat}$ ), que pour la définition de la réserve utile : profondeur de la zone racinaire ( $dp2$ ), humidité résiduelle ( $w_{resid}$ ) et à saturation ( $w_{max}$ ). Le modèle est aussi sensible à deux paramètres radiatifs : l'albedo du sol ( $alsg$ ) et de la végétation ( $aldv$ ), qui va définir le rayonnement incident, ainsi que le facteur thermique ( $f_{therm}$ ), qui vont réguler la capacité thermique du sol et donc le flux conductif de chaleur dans le sol.

## 5.4 Périodes de simulations

Trois périodes de simulations ont été choisies. Deux périodes pour le blé et une pour le tournesol (Figure 5.1). L'ensemble de la période de culture n'a pas été simulée à cause de l'accumulation possible des incertitudes créant une dérive du modèle.

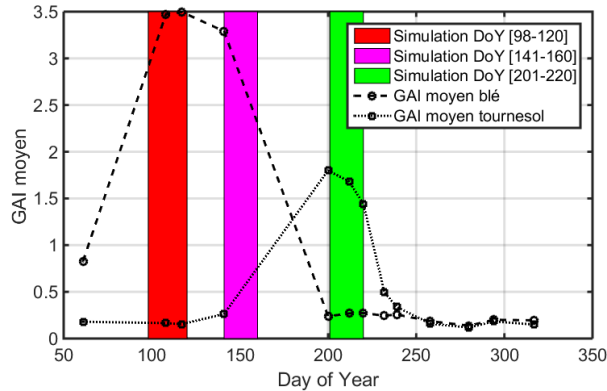


FIGURE 5.1 – Profil moyen de GAI du blé et du tournesol et périodes de simulations SETHyS

Pour le blé, nous nous intéressons à deux périodes : la fin de la croissance et la fin du maximum de végétation ainsi que le début de sénescence.

La première période va du jour 98 (08/04/2010) au jour 120 (30/04/2010). Elle correspond à une période avec peu de précipitations. Tandis que la seconde série de simulations est effectuée du jour 141 (21/05/2010) au jour 160 (9/06/2010). Cette période suit un épisode de fortes précipitations pendant la première semaine de Mai, du jour 120 au jour 128. Pour chaque période de simulation, la végétation est couvrante.

Dans le cas du tournesol, la période de simulation va du jour 201 (20/07/2010) au jour 220 (08/07/2010). Cette période a été choisie à partir des dates pour lesquelles nous disposons d'une information sur le profil d'humidité du sol. Pour la période simulée, trois dates de mesures du profil d'humidité sont disponibles : aux jours 201, 208 et 217. Cette période correspond à la fin de la période de maximum de végétation et au début

de la sénescence.

## 5.5 Simulations sur la parcelle B10 et étude de la sensibilité aux incertitudes

Dans cette première partie, nous cherchons à valider le fonctionnement du modèle et à estimer les incertitudes associées au choix des entrées du modèle. Pour cette partie, nous nous focalisons sur les simulations sur une unique parcelle de blé, la parcelle B10 qui correspond au site instrumenté d’Auradé du CESBIO. Cette parcelle fait aussi partie du jeu de données ayant servi à l’étalonnage du modèle, avec les données collectées de 2006 à 2008.

Dans un premier temps, nous comparons les grandeurs en sortie de modèle aux mesures in-situ. Cette validation est réalisée en utilisant les grandeurs mesurées par les stations météo ainsi que la tour à flux installée sur la parcelle. Cette première partie permet de vérifier que le modèle reproduit bien les dynamiques existantes pour la culture de blé pendant les deux périodes simulées.

Nous déterminons ensuite l’incertitude apportée par les choix sur la description de la végétation, l’utilisation du GAI au lieu du LAI, ou sur le pilotage par la météo, en utilisant les données SAFRAN à la place de mesures in-situ. Cette étape nous apporte une information qui nous permettra d’estimer si les différences inter-parcellaires de la seconde partie représentent une véritable variabilité ou ne peuvent être dissociées de l’incertitude créée par les choix sur les entrées.

### 5.5.1 Validation des simulations à partir des données in-situ

Le jeu de données de validation est limité dans l’ensemble des cas. Le tournesol présente le cas le moins riche. La validation n’est possible que sur les valeurs d’humidité de sol pour la parcelle T5. Il ne s’agit pas d’une parcelle instrumentée et les mesures de profil d’humidité sont ponctuelles. Il y a 3 dates de mesures disponibles pour la période simulée, aux jours 201, 208 et 217. le choix a été fait de se focaliser sur la validation pour les périodes de simulation sur la culture de blé.

Le jeu de validation sur la parcelle B10 est plus complet. Nous disposons des mesures de flux turbulents acquises par une méthode d’eddy-covariance. Les mesures de flux H et LE sont ainsi disponibles pour l’ensemble de l’année avec un pas de temps semi-horaire. Nous utilisons des données identifiées au CESBIO comme de niveau 2. Ces données sont exprimées sous forme de flux surfaciques, en  $Wm^{-2}$ , et ne présentent pas de gap-filling. Les valeurs de flux H et LE ne présentent donc pas une série continue sur l’ensemble de l’année. Les mesures d’humidité de sol seront aussi utilisées pour valider les sorties de modèle. La validation sur cette grandeur sera limitée pour la première période de simulation, du jour 98 au jour 120, la station d’acquisition ayant connu une panne au jour 104. La série temporelle complète est disponible pour la seconde période de simulation, du jour 141 au jour 160. Les valeurs de température de surface sont aussi disponibles

au pas de temps semi-horaire.

Pour l'ensemble des simulations, la validation sera effectuée sur les deux flux turbulents, H et LE, la température de surface ainsi que l'humidité de sol. Les résultats montrent les valeurs de biais et RMSE ainsi que les caractéristiques de la régression linéaire, coefficient de détermination ( $R^2$ ) et équation de la régression, sur le nuage de points données simulées-données in-situ. Le nuage de point est construit avec les données simulées sur l'axe X et les données in-situ sur l'axe Y. Les valeurs de biais et RMSE ainsi que de la régression sont estimées pour une période de 8h à 18h au pas de temps journalier.

### 5.5.2 Simulation du bilan d'eau et d'énergie sur la parcelle B10

Les simulations sur la parcelle B10 ont été effectuées en utilisant la même paramétrisation que celle qui sera utilisée pour l'étude de la variabilité spatio-temporelle. La description de la végétation se base sur les GAI issus des acquisitions de télédétection visible et de la hauteur mesurée in-situ. Pour la météo, les données SAFRAN, sur la maille 8918, sont utilisées. Deux séries de simulation sont effectuées, une première en utilisant directement les fichiers de paramètres issus de l'étalonnage du modèle et une seconde en modifiant la valeur du paramètre de profondeur de la zone racinaire ( $dp2$ ) à 90 cm sur la base de la carte des sols.

Pour la simulation effectuée sur la première période, du jour 98 au jour 120, le profil temporel (Figure 5.2) montre une forte adéquation entre données in-situ et sorties de simulation. Le calcul des grandeurs statistiques (Tableau 5.3) confirme ces résultats. Le biais sur les valeurs de flux reste inférieur à  $25 \text{ Wm}^{-2}$ . La température est sur-estimée de 2,3 K. Les régressions montrent des coefficients de détermination supérieurs à 0,5 pour la température de surface et le flux LE. Pour le flux H les résultats sont moins convaincants avec un  $R^2$  de 0,36.

Les grandeurs calculées sur la valeur d'humidité de sol doivent être prises avec des précautions. Les données in-situ ne couvrent que 6 jours de la simulation, sur 22 jours au total. Le profil temporel montre une divergence importante pour les 6 premiers jours de simulation. Il est fort probable que cette tendance soit maintenue ou amplifiée pour le reste de la période simulée, les précipitations étant faibles à cette période. Nous n'utilisons donc pas les statistiques sur l'humidité intégrée de la zone racinaire (paramètre "w2" du modèle) pour conclure sur cette simulation.

Les profils temporels associés à la seconde période de simulation, du jour 141 au jour 160 (Figure 5.3), montrent une bonne adéquation pour le flux H ainsi que la température de surface. Pour les valeurs de flux LE et d'humidité de sol, on constate une forte sur-estimation en sortie de modèle. Le calcul des statistiques (Tableau 5.4) montre une dégradation des résultats sur les valeurs de flux. Pour le flux H on constate un doublement de la valeur du biais, qui passe de  $21 \text{ Wm}^{-2}$  à  $41 \text{ Wm}^{-2}$ , le RMSE montre aussi une légère augmentation en passant de  $52 \text{ Wm}^{-2}$  à  $66 \text{ Wm}^{-2}$ . Les résultats sur le flux LE sont discutés au paragraphe suivant. Pour la température de surface, on constate que les résultats sont bien meilleurs, avec un biais inférieur à 1 K en valeur absolue.

Pour le flux LE le fort écart observé sur le profil temporel se retrouve sur les grandeurs statistiques calcu-

Paramètre	Notation	Unité	Gamme de Variation	
Emissivité du sol nu	emg		0,94	0,97
Capacité photo-synthétique de la plante	Vmax0	$\mu mol m^2 s^{-1}$	30	200
Potentiel hydrique critique	Phc	m	-200	-100
Paramètre empirique pour le calcul d'un indice de stress hydrique	kwstr		0,01	0,1
Humidité maximale du sol	wmax	$m^3 m^{-3}$	0,4	0,6
Humidité résiduelle du sol	wresid	$m^3 m^{-3}$	0,05	0,15
Potentiel hydrique	hacheg	m	-1,15	-0,25
Potentiel hydrique (cas sol sec)	hacheg2	m	-115	-104
Paramètre de forme de la courbe de rétention	nVG		1,15	2
idem (cas sol humide)	nVG1		2,06	2,18
idem (cas sol sec)	nVG2		2,088	2,308
Conductivité hydraulique à saturation	Ksat	$ms^{-1}$	$1e^{-8}$	$1e^{-6}$
Paramètre empirique pour l'évaporation limite du sol	a_ elim		1	50
idem	b_ elim		1	50
Facteur thermique (empirique)	facttherm		1	2
Largeur des feuilles	lgf	m	0,01	0,08
Epaisseur de la zone racinaire	dp2	mm	400	1200
Paramètre d'humidité pour le calcul de l'albédo du sol	winf	$m^3 m^{-3}$	0,15	0,29
idem	wsup	$m^3 m^{-3}$	0,29	0,50
Albédo de la végétation	alsv		0,15	0,30
albédo du sol nu sec	albsec		0,225	0,300
albédo du sol nu humide	albhum		0,100	0,225

Tableau 5.2 – Gamme de variation des paramètres du modèle SETHyS.



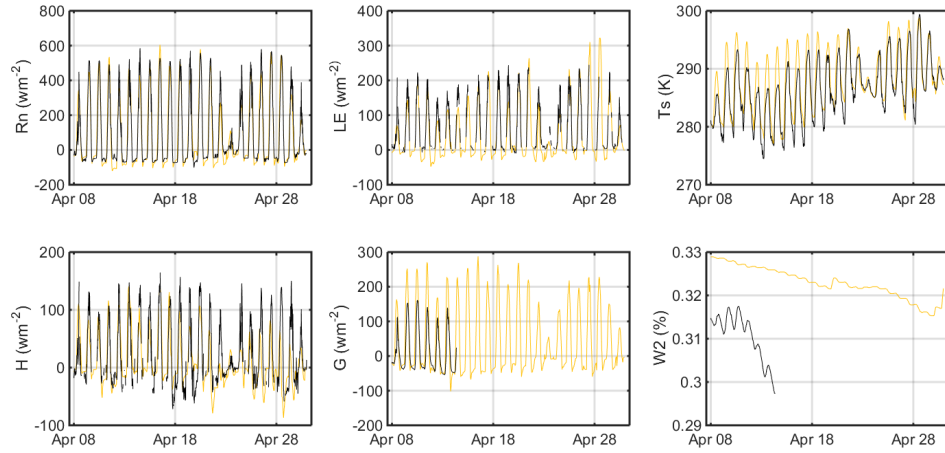


FIGURE 5.2 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10).

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Équation
LE	19,65 ( $Wm^{-2}$ )	35,85 ( $Wm^{-2}$ )	0,78	$y = 0,85 x + 34,17$
H	21,46 ( $Wm^{-2}$ )	51,65 ( $Wm^{-2}$ )	0,36	$y = 0,62 x + 33,85$
Ts	-2,3 (K)	3,2 (K)	0,71	$y = 1,03 x - 10,22$
W2	-0,01	0,02	0,45	$y = 3,53 x - 0,84$

Tableau 5.3 – Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 98-120.

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Équation
LE	-97,92 ( $Wm^{-2}$ )	121,47 ( $Wm^{-2}$ )	0,84	$y = 0,74 x + 19,33$
H	41,11 ( $Wm^{-2}$ )	66,16 ( $Wm^{-2}$ )	0,30	$y = 0,46 x + 42,98$
Ts	-0,5 (K)	1,67 (K)	0,83	$y = 1,22 x - 66,65$
W2	-0,05	0,06	0,54	$y = 3,13 x - 0,76$

Tableau 5.4 – Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 141-160.

lées. Le flux LE simulé montre une sur-estimation forte, avec un biais calculé de  $98 Wm^{-2}$  en valeur absolue. Le RMSE est aussi très important, à  $121 Wm^{-2}$ , qui représente près de la moitié de la valeur maximale mesurée in-situ, de  $257 Wm^{-2}$ . Les différences entre simulation et mesures in-situ atteignent  $224 Wm^{-2}$ . On constate que la divergence apparaît les jours pour lesquels la demande climatique est forte, avec des valeurs de rayonnement net supérieures à  $400 Wm^{-2}$ . Les valeurs mesurées étant faibles, nous avons soupçonné une erreur sur la mesure du flux LE.

Cette hypothèse est soutenue par de nombreuses observations. Dans un premier temps, nous constatons que la tendance sur la température de surface est bonne, avec un biais de  $-0,47 K$  et un RMSE de  $1,67$

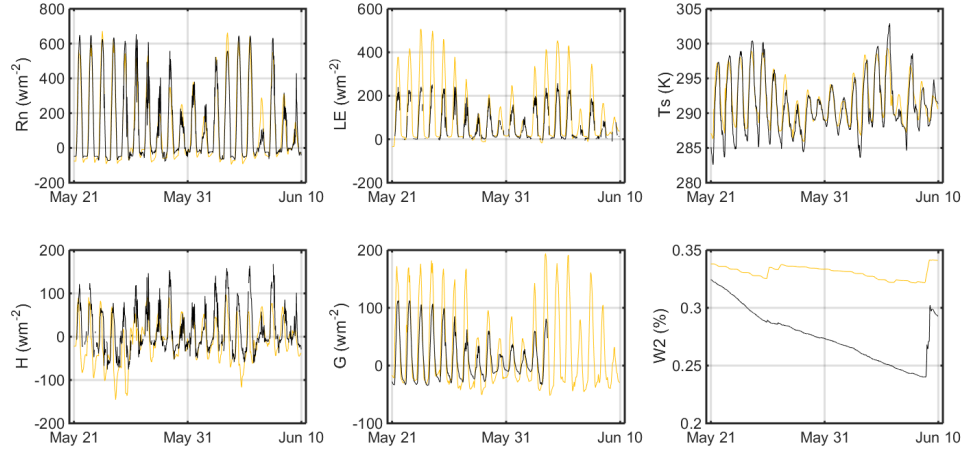


FIGURE 5.3 – Flux d’énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d’Auradé (B10).

$K$ . Une variation aussi importante du flux LE que celle observée se traduirait par une augmentation de la température de surface. La comparaison des simulations et des mesures d’humidité de sol n’explique pas non plus cette différence sur le flux LE. Si les écarts sont importants, avec un biais de  $-0,05$  et un RMSE de  $0,06$ , la valeur de  $w2$ , simulée ou mesurée, reste importante, donc non limitante pour le flux LE. La valeur minimale observée est de  $0,24$ , loin de la valeur d’humidité résiduelle obtenue par étalonnage du modèle, qui vaut  $0,12$ . Une valeur de flux LE comme celle observée à cette période ne pourrait qu’être provoquée par un important manque d’eau, limitant l’évapotranspiration. Cela ne correspond pas à la situation observée. Finalement, nous constatons aussi que la fermeture du bilan pour les données terrain est très faible,  $66\%$  pour la seconde période de simulation. Le flux  $H$  montre une bonne correspondance entre simulations et observations, avec un biais de  $41 \text{ Wm}^{-2}$  et un RMSE de  $66 \text{ Wm}^{-2}$ . Si l’on considère que le flux LE mesuré est correct, le flux  $G$  calculé en fermant le bilan a une valeur maximale de l’ordre de  $300 \text{ Wm}^{-2}$ . Cette valeur est trop importante pour une parcelle de blé fin mai. Seule une erreur de mesure sur le flux LE peut expliquer la différence observée.

La seconde série de simulations a été réalisée en modifiant la profondeur racinaire ( $dp2$ ) sur la base de la carte des sols. Cette valeur est alors fixée à  $75 \text{ cm}$ . Les deux mêmes périodes sont simulées avec les mêmes conditions initiales et la même météo.

Les flux, la température de surface et l’humidité de sol ne montrent que de faibles différences avec le cas initial. Les biais et RMSD sur les flux (Tableaux 5.5 & 5.6) ne montrent qu’une variation minimale. Ces faibles variations indiquent que le modèle fonctionne suivant un régime piloté par la ressource hydrique, nous ne nous trouvons donc pas dans une situation de stress hydrique. Cela est cohérent avec les valeurs d’humidité de sol in-situ, qui ne descendent pas en dessous de  $24\%$  pour la seconde simulation.

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Equation
LE	19,16 ( $Wm^{-2}$ )	35,78 ( $Wm^{-2}$ )	0,78	$y = 0,85 x + 34,20$
H	21,44 ( $Wm^{-2}$ )	51,73 ( $Wm^{-2}$ )	0,35	$y = 0,62 x + 33,94$
Ts	-2,37 (K)	3,22 (K)	0,71	$y = 1,02 x - 8,75$
W2	-0,006	0,008	0,44	$y = 2,42 x - 0,46$

Tableau 5.5 – Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 98-120 dans le cas  $dp2 = 75$  cm.

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Equation
LE	-98,01 ( $Wm^{-2}$ )	121,56 ( $Wm^{-2}$ )	0,83	$y = 0,47 x + 19,93$
H	40,77 ( $Wm^{-2}$ )	65,92 ( $Wm^{-2}$ )	0,30	$y = 0,46 x + 42,82$
Ts	-0,49 (K)	1,67 (K)	0,82	$y = 1,22 x - 65,71$
w2	-0,04	0,05	0,54	$y = 2,18 x - 0,42$

Tableau 5.6 – Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 141-160 dans le cas  $dp2 = 75$  cm.

### 5.5.3 Sensibilité aux incertitudes sur les entrées du modèle

#### Différence entre simulations basées sur le GAI et simulations basées sur le LAI et le PAI

Le modèle SetHyS utilise le LAI comme descripteur de végétation. Le LAI est une propriété de la végétation qui est généralement issue de mesures destructives. Ces mesures sont difficilement réalisables sur un nombre de parcelles importantes et de manière répétée au cours de l'année. Pour nos simulations, la végétation est décrite par le GAI, comme expliqué précédemment. Nous avons cependant souhaité examiner la différence existant entre les simulations effectuées avec le LAI et le GAI.

Pour cela, nous utilisons les données in-situ collectées sur la parcelle flux d'Auradé. Nous disposons du LAI ainsi que du PAI aux dates de mesure. Des simulations ont alors été effectuées sur les deux périodes du blé avec les trois descriptions de la végétation : LAI, PAI et GAI. La comparaison ne porte que sur la parcelle B10, qui est la seule pour laquelle nous disposons de ces trois indices. Les simulations sont effectuées avec le même jeu de paramètres. Les fichiers d'entrée de LAI et de PAI se basent sur les mesures effectuées in-situ sur la parcelle flux. Nous utilisons une interpolation journalière de ces valeurs similaire à celle mise en place pour le GAI.

Les simulations ont été effectuées en utilisant les données météo SAFRAN. Les sorties (Figures 5.4 & 5.5) montrent peu de différence entre les différents cas. Les entrées vérifient la relation  $GAI > PAI > LAI$  et les valeurs des sorties suivent le même classement. Pour le flux LE, les simulations donnent les valeurs les plus importantes pour le GAI. Cette valeur est cohérente avec la plus importante surface de transpiration disponible pour les plantes. La température et l'humidité de sol sont elles plus faibles dans le cas du GAI. Le flux LE plus important permet de limiter l'élévation de la température de la canopée au prix d'une plus grande consommation de l'eau disponible.

Les calculs de RMSD entre les différents cas de simulation (Tableaux 5.7 & 5.8) montrent que la différence reste plus importante dans le cas où la variation en entrée est la plus forte, entre le GAI et le LAI. Pour les

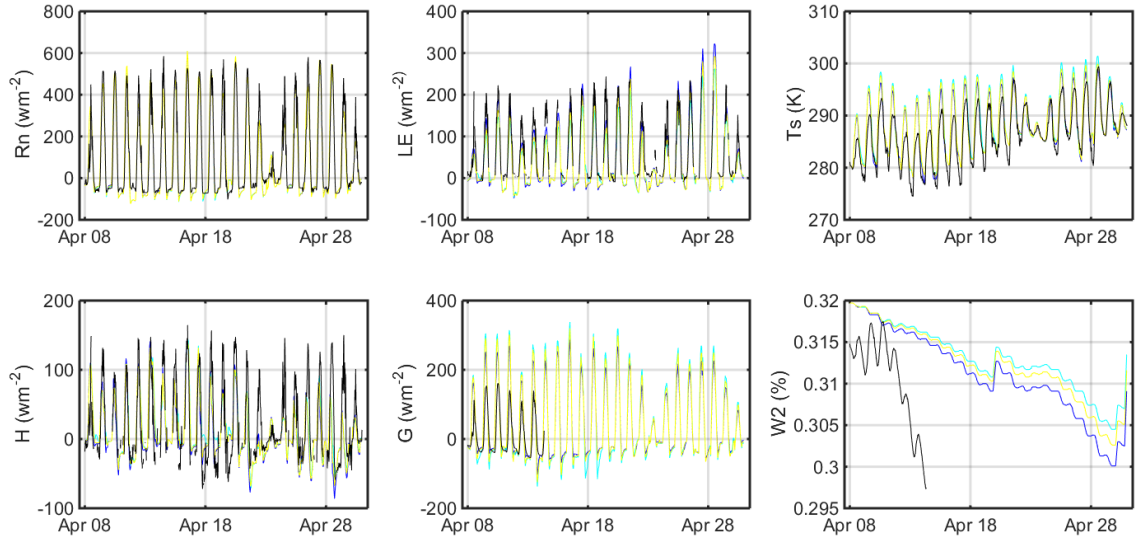


FIGURE 5.4 – Flux d’énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10 en utilisant 3 indices de végétation. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d’Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec le GAI, en vert le cas avec LAI et en jaune le cas avec le PAI.

flux l’écart est le plus important pour LE, avec une valeur maximale de  $22 \text{ Wm}^{-2}$  observée pour la seconde période de simulation. Les RMSD observés sont faibles par rapport aux valeurs de flux et de température simulés, le flux LE atteint des valeurs maximales allant de  $200 \text{ Wm}^{-2}$  à près de  $600 \text{ Wm}^{-2}$ . Dans le cas de la température, la différence maximale est de  $1 \text{ K}$  pour la première période de simulation.

Grandeur	RMSD entre GAI et LAI	RMSD entre GAI et PAI	RMSD entre LAI et PAI
LE	19,61 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	10,67 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	9,84 ( $\text{Wm}^{-2}$ )
H	11,61 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	6,40 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	6,19 ( $\text{Wm}^{-2}$ )
Ts	1,0 (K)	0,6 (K)	0,6 (K)
W2	0,002	0,001	$9 \cdot 10^{-4}$

Tableau 5.7 – RMSD entre les sorties de modèle utilisant le GAI, le LAI et le PAI comme indice de végétation. La simulation est effectuée du jour 98 au jour 120.

Les simulations effectuées en utilisant différents indices de végétation comme descripteurs de la végétation fournissent des résultats correspondant aux variations attendues, une plus importante surface de feuilles montre un flux LE plus fort. Les variations calculées entre les différents cas restent cependant faibles. L’utilisation du GAI issu du satellite plutôt que du LAI destructif n’est la source que d’une incertitude limitée.

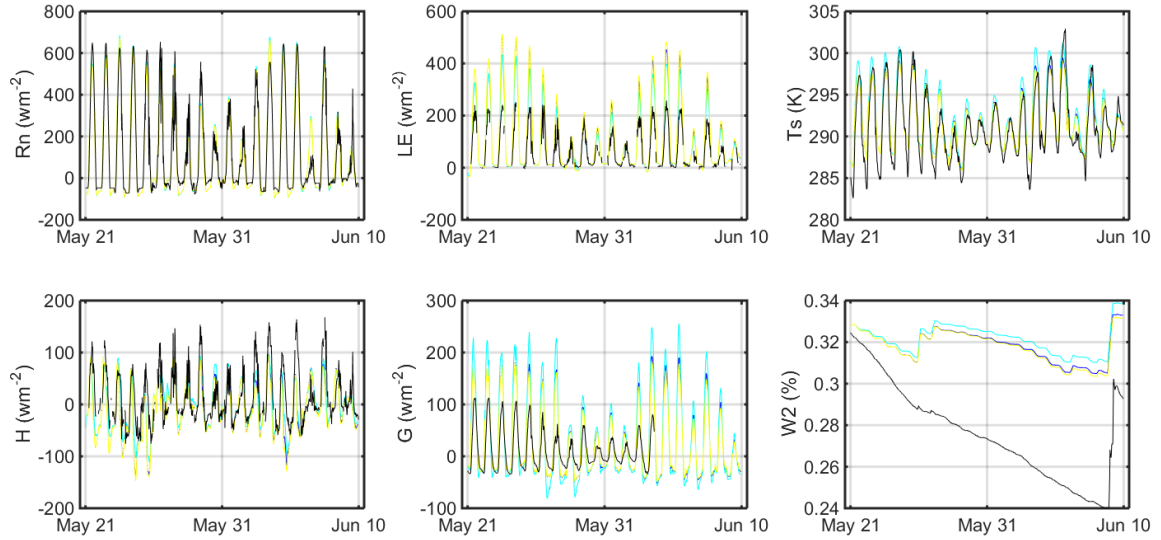


FIGURE 5.5 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10 en utilisant 3 indices de végétation. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec le GAI, en vert le cas avec LAI et en jaune le cas avec le PAI.

Grandeur	RMSD entre GAI et LAI	RMSD entre GAI et PAI	RMSD entre LAI et PAI
LE	22,04 ( $Wm^{-2}$ )	6,11 ( $Wm^{-2}$ )	26,64 ( $Wm^{-2}$ )
H	16,20 ( $Wm^{-2}$ )	4,29 ( $Wm^{-2}$ )	19,11 ( $Wm^{-2}$ )
Ts	0,8 (K)	0,14 (K)	0,9 (K)
W2	0,004	$7.10^{-4}$	0,004

Tableau 5.8 – RMSD entre les sorties de modèle utilisant le GAI, le LAI et le PAI comme indice de végétation. La simulation est effectuée du jour 141 au jour 160.

### Comparaison des simulations basées sur la météo SAFRAN et celles de la station

Nous avons aussi souhaiter vérifier si l'utilisation des données météo SAFRAN pouvait modifier les grandeurs en sortie du modèle de façon significative. Pour cela nous avons comparé deux séries de simulation sur la parcelle instrumentée du CESBIO, identifiée comme B10. Nous disposons en effet d'une série temporelle de données météo permettant de piloter le modèle sur les deux périodes d'intérêt. Pour ces simulations, nous avons utilisé les mêmes jeux de paramètres ainsi que la même initialisation.

La comparaison des données météo SAFRAN et station au cours de l'année 2010 avait indiqué une bonne correspondance entre les deux jeux de données. Nous souhaitons cependant savoir si des événements localisés à l'intérieur d'une maille, comme une pluie locale, peuvent modifier les conditions de fonctionnement du modèle.

On compare ensuite les sorties de modèle et les données in-situ (Tableau 5.9, 5.10, 5.11 & 5.12). On

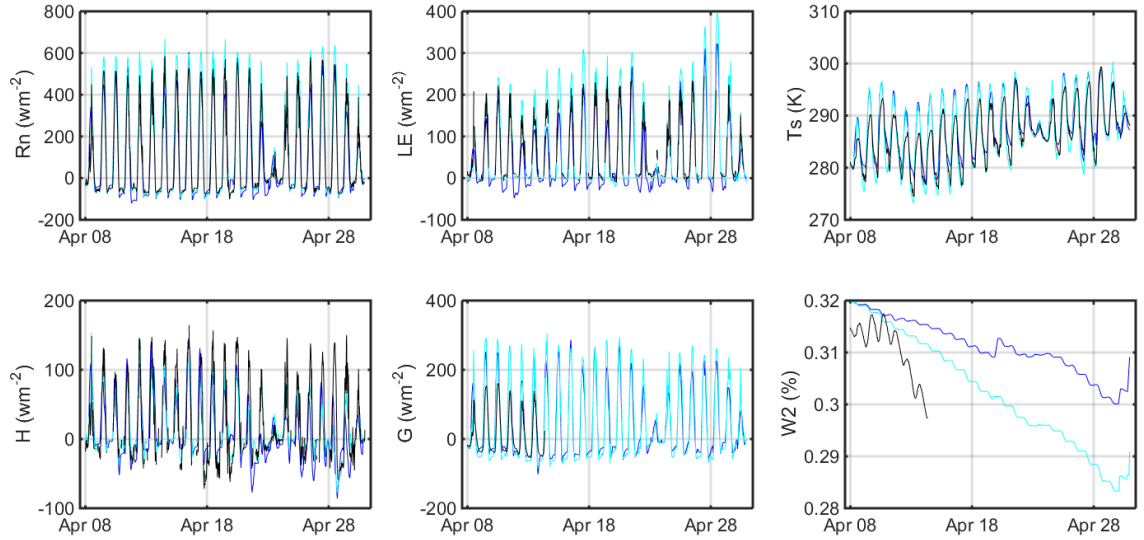


FIGURE 5.6 – Flux d’énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d’Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec les données SAFRAN et en bleu clair le cas avec les données station.

constate que l’utilisation des données météo SAFRAN ou station donne les mêmes observations globales : une valeur de flux LE simulé bien plus importante que celle mesurée. La température est aussi surestimée, avec un biais de 2 K en sortie de simulation. Pour l’humidité de la zone racinaire, on observe la même surestimation par le modèle. Il est cependant intéressant de noter que pour la première période de simulation (Figure 5.6), on observe une augmentation de la valeur d’humidité au 19 avril, celle-ci n’est pas reproduite sur la sortie basée sur la météo station. Cette différence est très probablement liée à une précipitation locale ayant eu lieu sur la grille, mais pas au niveau de la parcelle. On observe aussi une divergence des trajectoires sur l’humidité. Elle reste faible, avec une variation finale d’humidité de 1,5%.

Le calcul des régressions sur le scatter-plot entre données simulées et données mesurées donne de meilleurs résultats dans le cas d’une utilisation de la météo de la station. Pour les flux LE et H ainsi que pour la température de surface, on constate que le coefficient de détermination augmente au minimum de 0,06.

Les données issues de la station fournissent de meilleurs résultats de manière prévisible. En effet la météo SAFRAN ne peut prendre en compte les variations locales des paramètres de météo. Ces variations peuvent avoir un effet important sur les processus d’échange d’énergie à la surface. Par exemple, une parcelle fortement exposée au vent aura tendance à montrer une évapotranspiration plus importante. Dans ce cas, la répartition de l’énergie change, ainsi que les variables associées à l’évapotranspiration, la température de surface et l’humidité de sol.

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Équation de la régression
LE	19,45 ( $Wm^{-2}$ )	35,78 ( $Wm^{-2}$ )	0,78	$y = 0,85 x + 34,20$
H	21,44 ( $Wm^{-2}$ )	51,73 ( $Wm^{-2}$ )	0,35	$y = 0,62 x + 33,94$
Ts	-2,4 (K)	3,22	0,71	$y = 1,02 x - 8,75$
W2	-0,006	0,008	0,43	$y = 2,42 x - 0,46$

Tableau 5.9 – Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la première période de simulation du blé. Avec la météo SAFRAN

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Équation de la régression
LE	-23, 86 ( $Wm^{-2}$ )	37,66 ( $Wm^{-2}$ )	0,90	$y = 0,72 x + 15,56$
H	14,62 ( $Wm^{-2}$ )	37,46 ( $Wm^{-2}$ )	0,58	$y = 0,98 x + 15,40$
Ts	-2,5 (K)	3,2 (K)	0,78	$y = 0,96 x + 9,58$
W2	-0,005	0,006	0,58	$y = 1,49 x - 0,16$

Tableau 5.10 – Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la première période de simulation du blé. Avec la météo de la station.

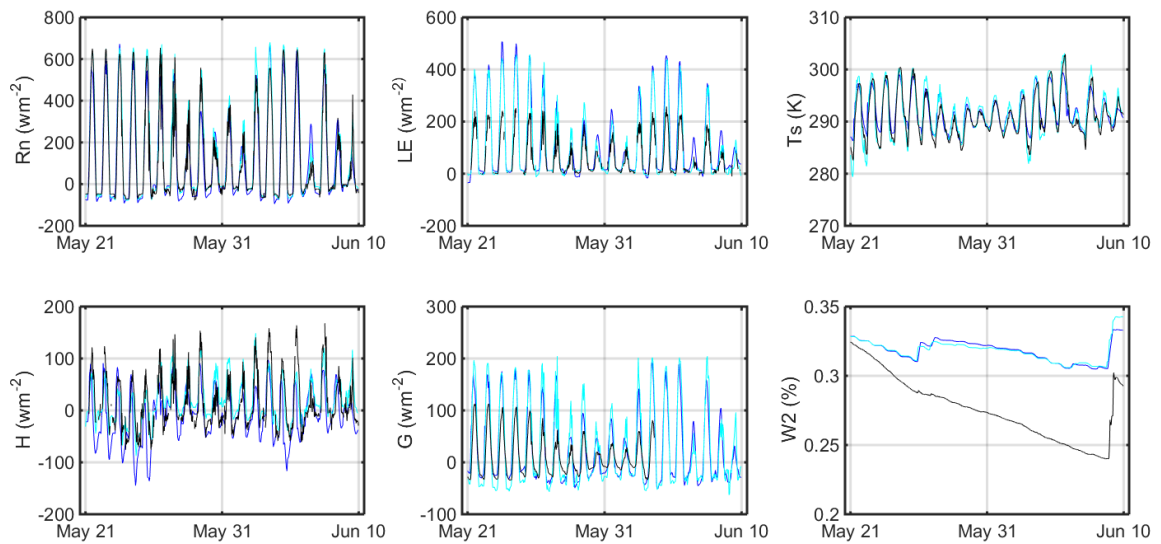


FIGURE 5.7 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SEtHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec les données SAFRAN et en bleu clair le cas avec les données station.

Les RMSD observés entre les deux cas montrent des valeurs importantes (Tableau 5.13), plus de 2 K pour la Ts dans le cas de la première simulation. Les valeurs associées aux flux sont aussi importantes, pouvant dépasser 40  $Wm^{-2}$  pour le flux LE sur la première période et pour le flux H sur la seconde. L'utilisation des données météo SAFRAN amène donc une incertitude importante. Cette incertitude peut poser problème dans

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Equation de la régression
LE	-98,01 ( $Wm^{-2}$ )	121,56 ( $Wm^{-2}$ )	0,84	$y = 0,47 x + 19,33$
H	40,77 ( $Wm^{-2}$ )	65,92 ( $Wm^{-2}$ )	0,30	$y = 0,46 x + 42,82$
Ts	-0,5 (K)	1,8 (K)	0,82	$y = 1,22 x - 65,71$
W2	-0,04	0,05	0,54	$y = 2,18 x - 0,42$

Tableau 5.11 – Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la seconde période de simulation du blé. Avec la météo SAFRAN

Grandeur	Biais	RMSE	$R^2$ de la régression	Equation de la régression
LE	-90,11 ( $Wm^{-2}$ )	111,62 ( $Wm^{-2}$ )	0,94	$y = 0,49 x + 17,49$
H	0,47 ( $Wm^{-2}$ )	35,41 ( $Wm^{-2}$ )	0,51	$y = 0,81 x + 8,73$
Ts	-1,43 (K)	1,89 (K)	0,88	$y = 1,05 x - 17,15$
W2	-0,04	0,05	0,51	$y = 2,00 x - 0,36$

Tableau 5.12 – Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la seconde période de simulation du blé. Avec la météo station

le cas où l'on cherche à reproduire la variabilité des flux d'évapotranspiration sur un paysage en travaillant à l'échelle de la parcelle. Les variations micro-météorologiques sont gommées par l'échelle prise en compte dans la maille SAFRAN.

Période	DoY 98-120	DoY 141-160
Grandeur	RMSD	RMSD
LE	41,59 ( $Wm^{-2}$ )	31,84 ( $Wm^{-2}$ )
H	25,20 ( $Wm^{-2}$ )	42,92 ( $Wm^{-2}$ )
Ts	2,2 (K)	1,9 (K)
W2	0,010	0,003

Tableau 5.13 – RMSD entre les flux LE, H ainsi que la température de surface (Ts) en sortie du modèle SetHyS pour des simulations forcées par la météo SAFRAN ou de la station météo installée sur la parcelle.

## 5.6 Simulation de la variabilité inter-parcelle

Les études présentées précédemment avaient pour but d'examiner la sensibilité des données de télédétection des trois domaines de longueur d'onde pour déterminer leur utilisation possible dans le cadre d'une approche de modélisation s'appuyant sur la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques de surface des parcelles. L'utilisation de la méthode du trapèze  $Ts^* - GAI$  de manière temporelle a permis d'identifier des comportements différents et de regrouper les parcelles par groupes en fonction de leur classement, sur la base des RTVDI.

L'objectif de cette partie de simulation est d'essayer de reproduire les observations sur le classement du RTVDI à l'aide de l'outil modèle. Nous l'utilisons de manière directe en modifiant les paramètres et conditions initiales associées à la réserve utile. A partir des sorties de modèle, nous recalculons alors le RTVDI ainsi que le classement entre les parcelles sur la base de ce dernier.



La caractéristique d'intérêt entre les parcelles est ici le RMSD. Nous le calculons entre l'ensemble des parcelles pour les sorties de flux H et LE ainsi que pour la température de surface et l'humidité de sol. La reproduction de la variabilité inter-parcellaire doit pouvoir se traduire par une augmentation de la valeur du RMSD maximal suivant les simulations.

Pour l'ensemble des simulations qui suivent, le code couleur sera identique (Figure 5.8). Si ce dernier n'est pas utilisé, les couleurs seront indiquées dans la légende.



FIGURE 5.8 – Code couleur utilisé pour les sorties de simulation sur le blé.

### 5.6.1 Scénarios de simulation distribuée

Pour cette partie, 4 séries de simulations ont été effectuées. Les séries de simulations consécutives présentent la caractéristique de fonctionner avec une variabilité imposée sur un paramètre ou une valeur d'initialisation supplémentaire. Dans l'idéal, chaque nouvelle série doit donc permettre de se rapprocher de la situation observée. Nous travaillons dans l'hypothèse que la variabilité observée est principalement créée par une variation des conditions hydriques auxquelles sont confrontées les différentes parcelles.

La première série de simulation, que l'on nommera série de référence, utilise les mêmes valeurs de paramètres et d'initialisation pour l'ensemble des parcelles. Les différences existant entre chaque parcelle sont : la météo, dans le cas où les parcelles sont situées dans une maille différente, et la description de la végétation.

Pour la seconde série de simulations, nous modulons la valeur du paramètre de profondeur de la zone racinaire ( $dp2$ ). Ce paramètre est important pour la définition de la réserve utile, une diminution de la valeur de  $dp2$  limite la quantité d'eau disponible et favorise l'apparition de conditions de stress hydrique. Pour la modulation de ce paramètre, nous utilisons les données par parcelle issues de la carte des sols. Les valeurs de profondeur utilisées sont alors de 90, 75, 60 et 40 *cm*.

La troisième série de simulations s'intéresse à la modulation du coefficient de conductivité hydraulique à saturation ( $ksat$ ). Ce paramètre a une importance majeure pour la description des transferts verticaux de fluide dans le sol. Nous considérons qu'il dépend au premier ordre de la valeur du pourcentage d'argile dans le sol. Pour cette série de simulations, nous ne simulons pas l'ensemble des parcelles mais uniquement la parcelle B10. Les premières séimulation semblent en effet avoir montré une faible sensibilité de ce paramètre pour les périodes étudiées. Pour cette dernière, nous modulons alors le  $ksat$  entre ses deux valeurs extrêmes obtenues par l'étalonnage du modèle :  $1, 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$  et  $1, 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ .

Pour la dernière série de simulations, nous modulons la valeur d'initialisation de l'humidité de sol. A défaut d'avoir une information sur cette propriété pour chaque parcelle, nous utilisons la variation observée

sur les RTVDI. Cette variation prend comme référence la parcelle B10, pour laquelle nous disposons d'un profil d'humidité de sol en début de chaque simulation.

### 5.6.2 Simulations de référence

Les simulations de références ont été effectuées pour l'ensemble des parcelles de blé, sur les deux périodes d'intérêt, la première entre les jours 98 et 120, la seconde entre les jours 141 et 160. Ces simulations utilisent le jeu de paramètres étalonnés associé au stade de maximum de végétation. Les différences entre les parcelles sont la valeur du GAI ainsi que la présence dans différentes mailles SAFRAN.

Les profils temporels issus des simulations (Figures 5.9 & 5.10) ne montrent pas de variation majeure sur les valeurs de flux ou de température en sortie. La variabilité entre les parcelles apparaît limitée. Par exemple, la valeur d'humidité de sol en sortie du modèle ne montre que des variations minimales entre la parcelle la plus sèche et la plus humide, elle ne dépasse pas 1% pour la première période de simulation.

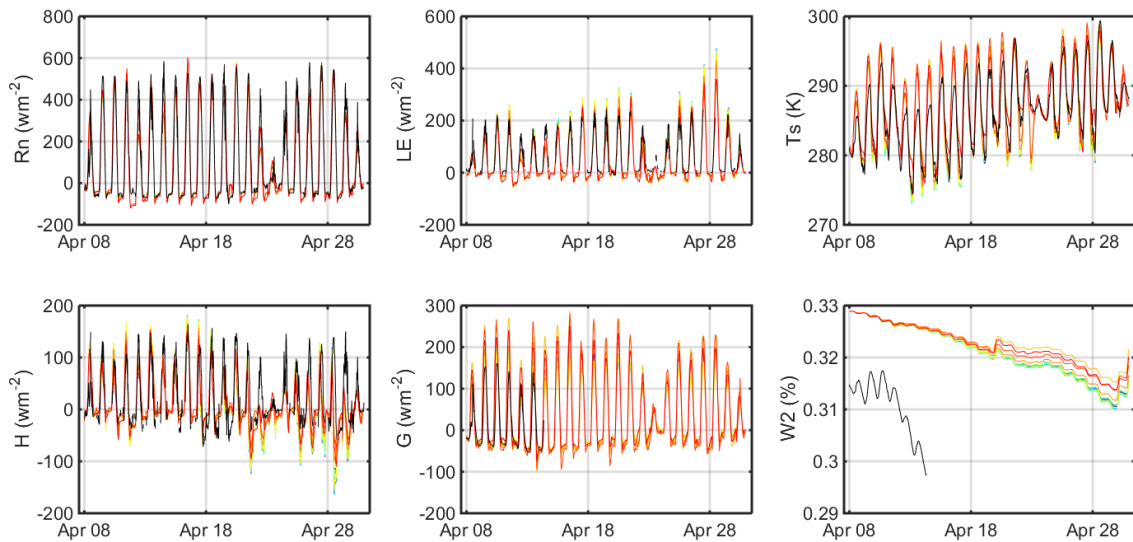


FIGURE 5.9 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHYS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10)

Pour caractériser l'hétérogénéité inter-parcelle en sortie de modèle, nous calculons le RMSD pour les flux H et LE, la température de surface ( $T_s$ ) et l'humidité de sol (Tableaux 5.14 & 5.15). Pour la première période de simulation, le RMSD montre des valeurs maximales faibles sur les flux. De même l'écart en température est limité. La variabilité entre les parcelles est donc limitée sur cette période. On constate cependant que la parcelle B10 apparaît dans chaque cas comme la parcelle montrant le plus fort RMSD. Cet écart peut

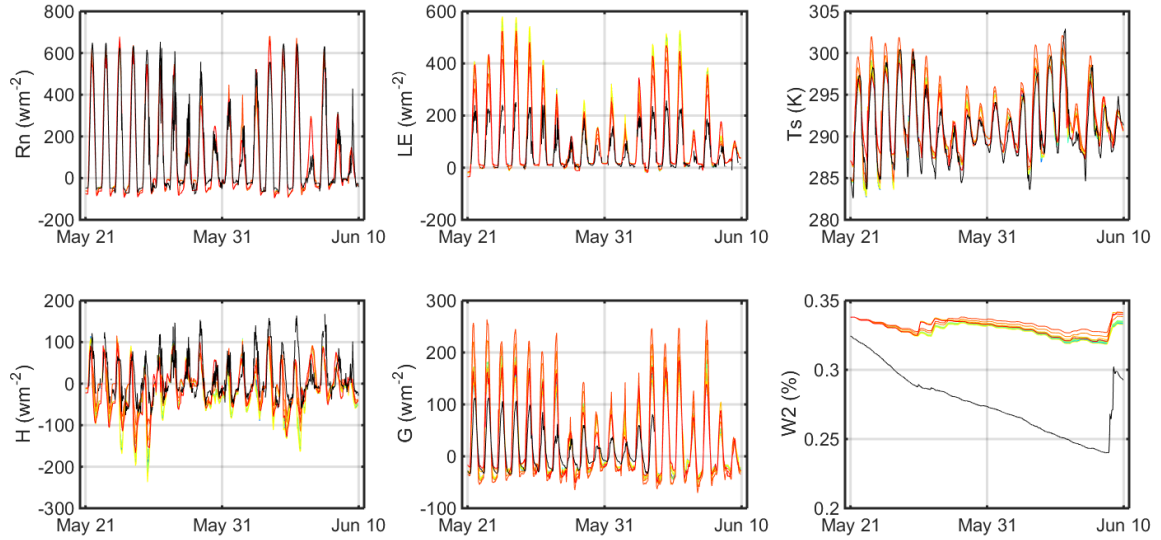


FIGURE 5.10 – Flux d’énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d’Auradé (B10)

s’expliquer par la valeur faible de GAI pour cette période de simulation, lequel peut s’expliquer par un semis plus tardif. Un GAI plus faible limite l’évapotranspiration maximale d’une parcelle, laquelle montrera une température de surface plus importante.

Pour la seconde période de simulation, le RMSD maximal entre les différentes parcelles augmente légèrement pour les deux flux, avec une augmentation de  $17 \text{ Wm}^{-2}$  pour LE et  $12 \text{ Wm}^{-2}$  pour H. La variation maximale de température est plus faible, passant de  $2,5 \text{ K}$  à  $1,7 \text{ K}$ . On constate aussi que les écarts ne se font plus entre les mêmes parcelles.

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	30,41 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	B10 et B3
H	24,22 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	B10 et B3
Ts	2,48 ( $\text{K}$ )	B10 et B1
W2	0,03	B10 et B3 ; B10 et B6

Tableau 5.14 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120

A partir des sorties de simulation SETHyS, nous recalculons la valeur de RTVDI. Pour cela nous utilisons une méthode similaire à celle employée pour les acquisitions thermiques. On utilise la valeur de la température de l’air moyennée entre 9h et 12h. La valeur du bord-humide ainsi que l’équation du bord-sec obtenus à partir des observations sont conservés pour le calcul. Si le RTVDI est calculé pour l’ensemble de la simulation, nous

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	47,23 $Wm^{-2}$	B12 et B9
H	36,96 $Wm^{-2}$	B12 et B9
Ts	1,65 $K$	B13 et B12
W2	0,006	B12 et B9

Tableau 5.15 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 141 et le jour 160

ne conservons que la valeur associée à une acquisition. Pour les périodes de simulation, nous disposons donc de 4 dates d’acquisition à comparer aux sorties de modèle.

L’affichage des valeurs de  $Ts^*$  en sortie de modèle montre deux comportements différents (Figure 5.11). Pour la première simulation, les valeurs de  $Ts^*$  varient entre 1 et 2 %. Les données sont bien inscrites dans le trapèze défini à partir des données satellite. Pour la seconde simulation, la  $Ts^*$  est cette fois faible et varie entre -1% et 1%. Nous constatons aussi que les points sont situés sous le bord-humide expérimental.

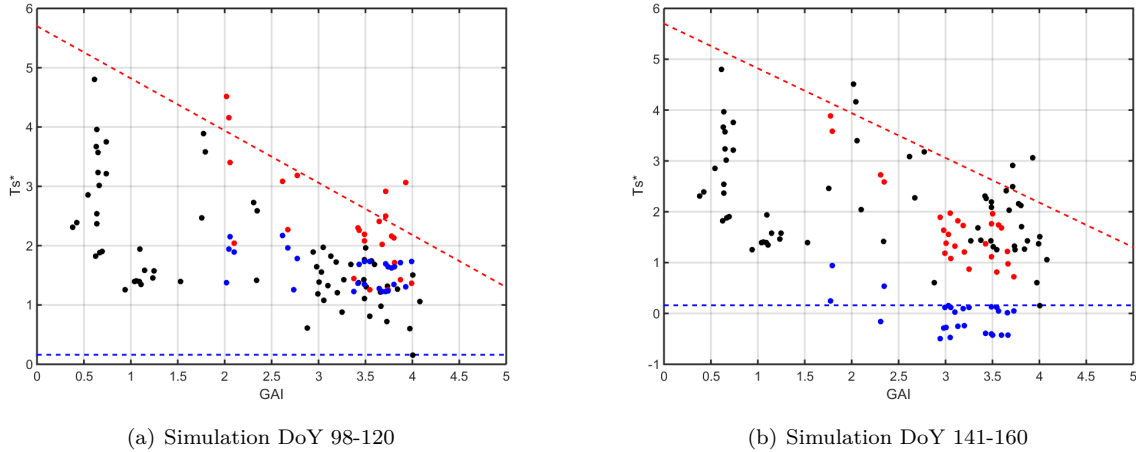


FIGURE 5.11 – Trapèze  $Ts^*$ -GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide. Les points rouges correspondent aux dates d’acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates.

Ce second point illustre la nécessité de ne pas travailler avec les valeurs absolues de  $Ts^*$ , mais de se limiter à la comparaison entre les parcelles, principalement en terme de classement. Pour pouvoir utiliser une comparaison directe des valeurs de  $Ts^*$  et de RTVDI associé, il serait nécessaire de déterminer les valeurs du bord-sec et du bord-humide en sortie de simulation. Ceci pourrait être réalisé en simulant le bilan d’eau et d’énergie dans les cas d’humidité résiduelle et de saturation. Il serait alors possible d’ajuster les sorties de modèle pour correspondre aux bords théorique, à l’image des travaux réalisés dans le cas d’une utilisation spatiale du trapèze [Gillies et al., 1997].

Nous constatons aussi que la gamme de variation des valeurs de  $Ts^*$  reste faible. Les sorties de simulation

restent globalement homogènes, comme montré précédemment, ce qui se traduit par une variabilité bien plus faible que celle observée de manière expérimentale. L'étendue des sorties de simulation est inférieure à 1%, avec des valeurs variant de 0,95 à 0,13, et celle des données des acquisitions est supérieure à 1%. Dans le cas présent, la faible variabilité n'est pas une situation surprenante. En effet le modèle simule des parcelles dans des conditions similaires et pour lesquelles l'initialisation est identique. Les paramètres de simulation étant aussi identiques, la seule variabilité en entrée du modèle est celle de la météo ainsi que du GAI. La variabilité de la météo reste faible, elle ne différencie que deux parcelles, située dans la maille SAFRAN 8918. La variabilité de GAI peut avoir un effet important sur le fonctionnement du modèle, en modifiant la valeur du rayonnement net ainsi que celle du flux LE dans les cas de forte évapotranspiration. L'étude se limitant à une seule culture, les variations de GAI entre parcelles sont faibles car l'évolution des indices de végétation au cours du temps se rapproche d'un processus ergodique.

Par la suite, nous tenterons de reproduire la variabilité observée par télédétection en modulant les paramètres du modèle. Pour cela, nous comparerons les classements obtenus en sortie du modèle à ceux déterminés sur la base du trapèze  $Ts^* - GAI$ .

### 5.6.3 Simulations avec modulation de la profondeur de sol $dp2$

Dans un premier temps, nous faisons varier le paramètre de profondeur racinaire. Ce dernier est identifié comme la variable  $dp2$  dans le modèle SETHyS. La variable en entrée du modèle ne correspond pas directement à la profondeur de sol, celle-ci pouvant être bien supérieure à la profondeur racinaire. La profondeur racinaire est une variable importante pour la définition de la réserve utile. Elle décrit le volume de sol dans lequel l'eau peut être prélevée par les racines.

Dans le cas des parcelles utilisées, nous faisons l'approximation que la zone racinaire correspond à la profondeur de sol. Cette approximation est possible dans ce cas car la carte des sols indique des profondeurs limitées. Pour l'ensemble des parcelles d'intérêt elle est indiquée à 90 cm au maximum (Tableau 5.16).

Pour cette seconde série de simulations, nous modulons donc la profondeur racinaire à partir des extractions effectuées sur la carte des sols. L'objectif de cette modulation est d'examiner si la variabilité en sortie du modèle s'améliore et correspond mieux à la variabilité observée sur les images satellite. Ce paramètre est au cœur des processus liés à l'évapotranspiration. Une zone racinaire peu profonde se traduit par une petite réserve utile. La taille de la réserve utile va déterminer la vitesse à laquelle la plante subit un stress hydrique.

La variabilité maximale entre les parcelles (Tableaux 5.17 & 5.18) ne change pas de façon significative par rapport au cas de référence. On constate aussi que les valeurs maximales de RMSD restent observées entre les mêmes parcelles. Ces observations indiquent que le fonctionnement du modèle n'est modifié que de manière minimale par la modification du paramètre de profondeur racinaire. Cette observation est cohérente avec l'explication d'un modèle piloté par la ressource hydrique. La ressource hydrique est suffisamment importante, ou la demande climatique est suffisamment faible pour qu'une modification de la taille de la réserve utile ne change pas les valeurs des flux en sortie de modèle.

Parcelle de blé	Profondeur (cm)	Parcelle de Tournesol	Profondeur (cm)
B1	90	T1	90
B2	90	T2	90
B3	90	T3	90
B4	90	T4	75
B5	90	T5	90
B6	90	T6	90
B7	60		
B8	40		
B9	90		
B10	75		
B11	60		
B12	60		
B13	90		

Tableau 5.16 – Profondeurs utilisés pour les simulations par parcelles.

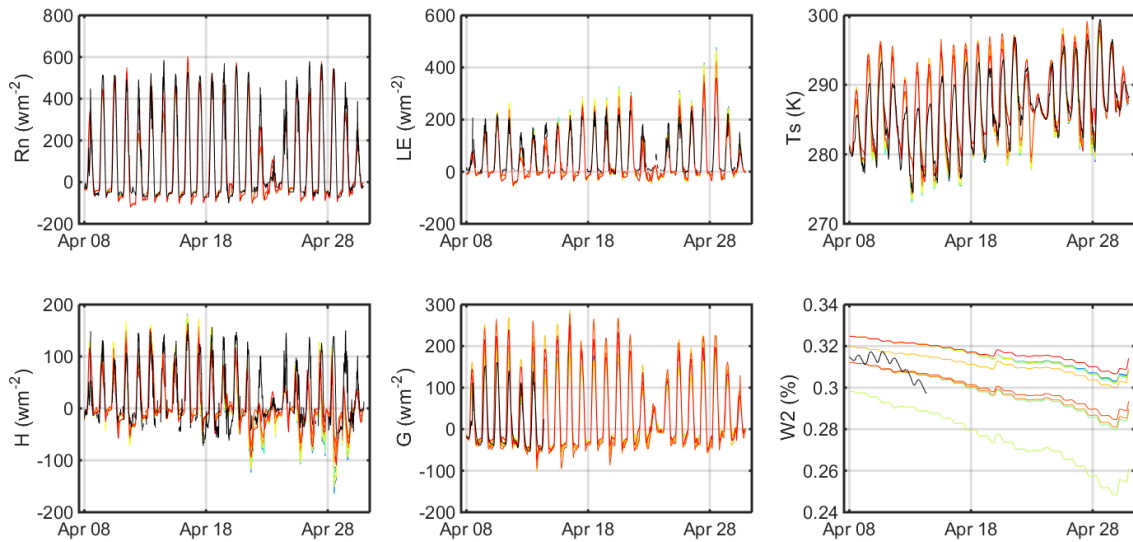


FIGURE 5.12 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHYS sur la période DoY 98-120 avec modulation de la profondeur de la zone racinaire. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10)

Les données placées dans le trapèze  $Ts^*$ -GAI (Figure 5.14) ne montrent pas de variation avec la simulation de référence. Ce résultat est en accord avec l'absence de variation observée pour les RMSD. Cela s'explique par le pilotage hydrique du modèle.

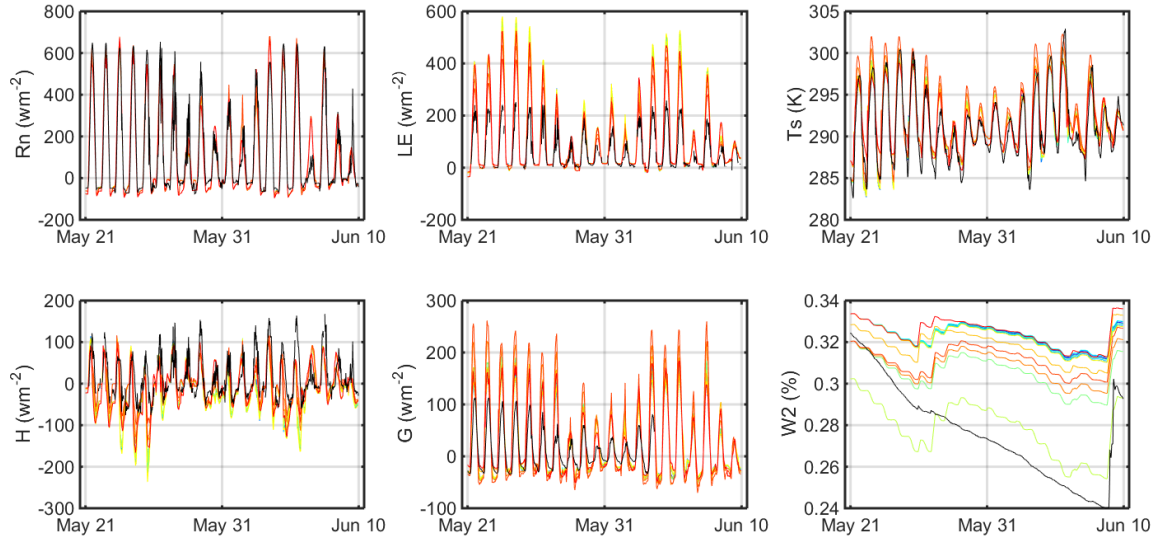


FIGURE 5.13 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160 avec modulation de la profondeur de la zone racinaire. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10)

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	30,35 ( $Wm^{-2}$ )	B10 et B3
H	24,31 ( $Wm^{-2}$ )	B10 et B3
Ts	2,5 (K)	B10 et B1
W2	0,04	B13 et B8

Tableau 5.17 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire.

#### 5.6.4 Simulations avec modulation du paramètre de conductivité hydraulique a saturation, $ksat$

Pour la seconde série de simulations, nous avons fait varier une seconde propriété, qui joue cette fois sur les transferts hydriques dans le sol ; la conductivité hydraulique à saturation. Cette grandeur sera identifiée comme Ksat par la suite. Le Ksat intervient principalement pour le calcul de la composante évaporative de l'évapotranspiration, ayant lieu au niveau du sol. Cette composante reste faible sous un couvert développé (REF). Des simulations ont été effectuées en modifiant la valeur du Ksat entre les deux bornes issues de l'étalement,  $1.10^{-6} ms^{-1}$  et  $1.10^{-8} ms^{-1}$ . Cette variation était pilotée par les valeurs de pourcentage d'argile issues de la carte des sols. Aux faibles pourcentages d'argile est associé un Ksat important et inversement. Cette variation s'ajoute à la modulation de la profondeur de sol effectuée précédemment.

Les résultats ont montré peu de variation avec le cas de modulation de profondeur uniquement. Nous avons donc réalisé une série de simulations sur la parcelle B10 en modulant le Ksat entre les deux valeurs

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	47,06 ( $Wm^{-2}$ )	B12 et B9
H	37,57 ( $Wm^{-2}$ )	B12 et B9
Ts	1,7 (K)	B13 et B12
W2	0,05	B13 et B8

Tableau 5.18 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SEtHyS entre le jour 141 et le jour 160, dans le cas d’une modulation de la profondeur de la zone racinaire.

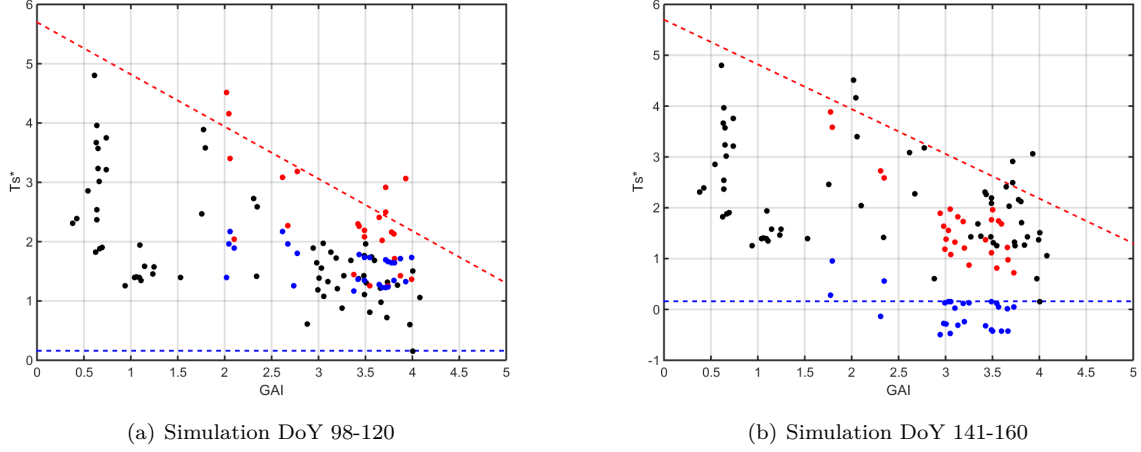


FIGURE 5.14 – Trapèze  $Ts^*$ -GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide dans le cas d’une simulation avec modulation de la profondeur. Les points rouges correspondent aux dates d’acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates.

extrêmes (Tableau 5.19). Le profil temporel de sortie de modèle pour les cas 1 et 5 ne montrent que peu de variation entre ces différents cas (Figure 5.15 & 5.16).

Le calcul du RMSD entre les deux cas extrêmes (Tableau 5.20) montre une faible variation des grandeurs en sortie de modèle. Les variations sur les flux LE et H sont négligeables en comparaison de celles observée dans le cas de référence. Pour la température de surface et l’humidité de sol, la conclusion est identique.

La modification du coefficient de conductivité hydraulique à saturation associée à une modulation de la profondeur ne modifiait que peu les grandeurs en sortie de modèle. Le test effectué sur la parcelle B10 a montré qu’une variation de deux ordres de grandeur de ce paramètre, de  $1.10^{-6} ms^{-1}$  à  $1.10^{-8} ms^{-1}$ , ne modifie

Valeur Ksat (UNITE)
$1.10^{-6}$
$5.10^{-6}$
$1.10^{-7}$
$5.10^{-7}$
$1.10^{-8}$

Tableau 5.19 – Valeurs de Ksat testées sur la parcelle B10.



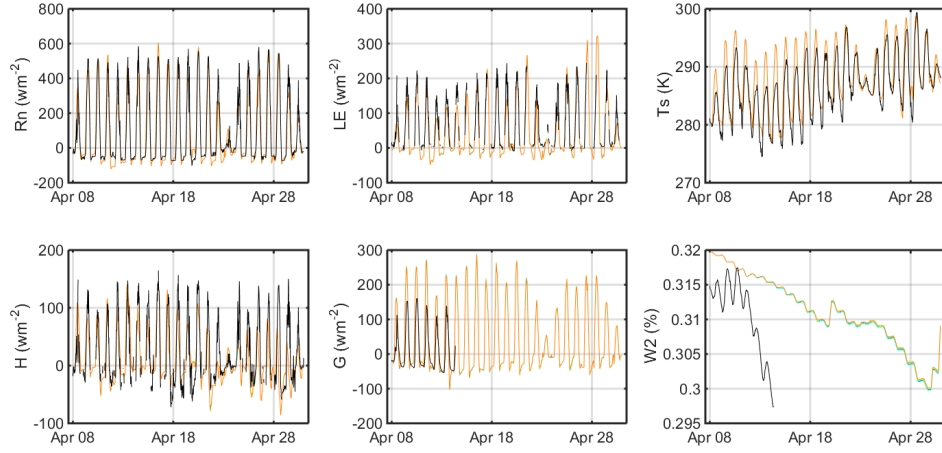


FIGURE 5.15 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 2 cas extrêmes de modulation du Ksat sur la parcelle B10 pour la première période de simulation. En vert, le cas  $Ksat = 1.10^{-6} ms^{-1}$  et en orange le cas  $Ksat = 1.10^{-8} ms^{-1}$ .

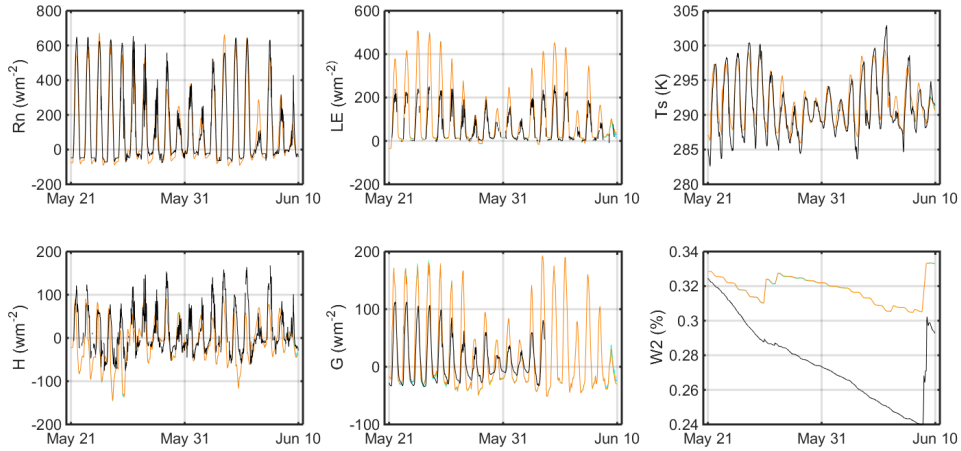


FIGURE 5.16 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 2 cas extrêmes de modulation du Ksat sur la parcelle B10 pour la seconde période de simulation. En vert, le cas  $Ksat = 1.10^{-6} ms^{-1}$  et en orange le cas  $Ksat = 1.10^{-8} ms^{-1}$ .

que peu les flux en sortie. Cette modification est même négligeable en comparaison du cas de référence, pour lequel la variabilité n'est que celle du GAI.

Grandeur	DoY 98-120	DoY 141-160
LE	1,15 ( $Wm^{-2}$ )	1,46 ( $Wm^{-2}$ )
H	0,97 ( $Wm^{-2}$ )	0,69 ( $Wm^{-2}$ )
Ts	0,08 ( $K$ )	0,04 ( $K$ )
W2	1, $3.10^{-4}$	$9.10^{-5}$

Tableau 5.20 – RMSD entre les simulations effectuées sur le blé pour les deux périodes de culture avec les valeurs de Ksat limite issues de l'étalonnage du modèle.

### 5.6.5 Simulations avec modulation de l'initialisation d'humidité de sol

Nous avons constaté que la variation de la profondeur de sol était un levier d'action important pour reproduire la variation d'humidité de sol au cours des périodes simulées. De plus une variation de la conductivité hydraulique à saturation pour un culture couvrante ne modifie que peu les grandeurs en sortie de modèle.

Un troisième levier d'action disponible est la modification des conditions initiales d'humidité de sol. En effet, l'ensemble des parcelles est initialisé à partir des mesures effectuées sur la parcelle B10. Cette initialisation est la seule possible au vu des mesures dont nous disposons, mais ne reflète pas la variabilité d'humidité de sols pouvant exister au moment de l'initialisation du modèle.

Nous avons effectué une dernière série de simulations en utilisant une initialisation variable de l'humidité du sol. A défaut d'avoir une information sur cette grandeur, nous utilisons une modulation se basant sur les calculs de RTVDI effectués à partir des acquisitions infrarouge-thermique et visible. Notre parcelle de référence reste B10, pour laquelle nous disposons du profil d'humidité et des valeurs de RTVDI. L'écart relatif des autres parcelles en terme de RTVDI a été calculé et est utilisé pour moduler la valeur d'humidité de surface (Équation 5.3).

$$W2_{\text{parc}} = -(W2_{B10} * ER_{\text{parc}-B10}) + W2_{B10} \quad (5.3)$$

Avec :

$W2_{\text{parc}}$  La valeur d'humidité associée à la parcelle.

$W2_{B10}$  La valeur d'humidité mesurée sur la parcelle B10.

$ER_{\text{parc}-B10}$  L'écart relatif de RTVDI entre la parcelle et B10.

Les dates de début de simulation ne correspondent pas à des dates d'acquisition satellite. Nous utilisons l'acquisition la plus proche pour effectuer la modulation. Pour le début de simulation au jour 98, nous utilisons l'acquisition du jour 104 et pour le début de simulation au jour 141 nous utilisons l'acquisition au jour 144.

Dans certains cas, la modulation donne des valeurs en dehors de la gamme d'humidité de travail du modèle, c'est à dire entre la valeur d'humidité résiduelle ( $w_{\text{resid}} = 0,12$ ) et d'humidité à saturation ( $w_{\text{sat}} = 0,45$ ). Dans ces cas la valeur d'humidité de sol à initialisation est placée légèrement au dessus de la valeur résiduelle, à 0,13, ou légèrement en dessous de la valeur à saturation, à 0,44.

Pour cette série de simulations, il n'est pas nécessaire de recalculer les écarts entre la parcelle B10 et les

données terrain. Il s'agit des mêmes valeurs que celles obtenues dans le cas de la modification de la profondeur.

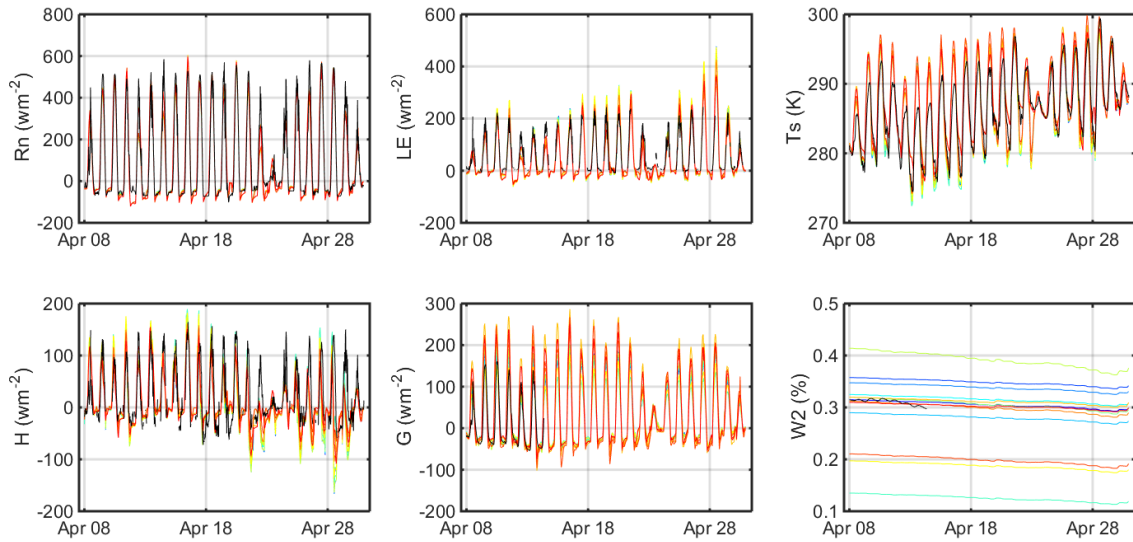


FIGURE 5.17 – Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120 avec modulation du contenu en eau à l'initialisation. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10)

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	31,27 ( $Wm^{-2}$ )	B10 et B9
H	24,70 ( $Wm^{-2}$ )	B10 et B3
Ts	2,5 ( $K$ )	B10 et B1
W2	0,27	B6 et B8

Tableau 5.21 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire et de l'humidité initiale de sol.

Grandeur	Valeur maximale de RMSD	Entre les parcelles
LE	99,39 ( $Wm^{-2}$ )	B8 et B3
H	95,07 ( $Wm^{-2}$ )	B8 et B3
Ts	2,4 ( $K$ )	B13 et B12
W2	0,28	B4 et B3

Tableau 5.22 – RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 141 et le jour 160, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire et de l'humidité initiale de sol.

Le placement des valeurs de  $Ts^*$  en sortie de modèle dans le trapèze (Figure 5.19) montre une forte augmentation de la variabilité. Cette observation est en accord avec l'augmentation des valeurs de RMSD

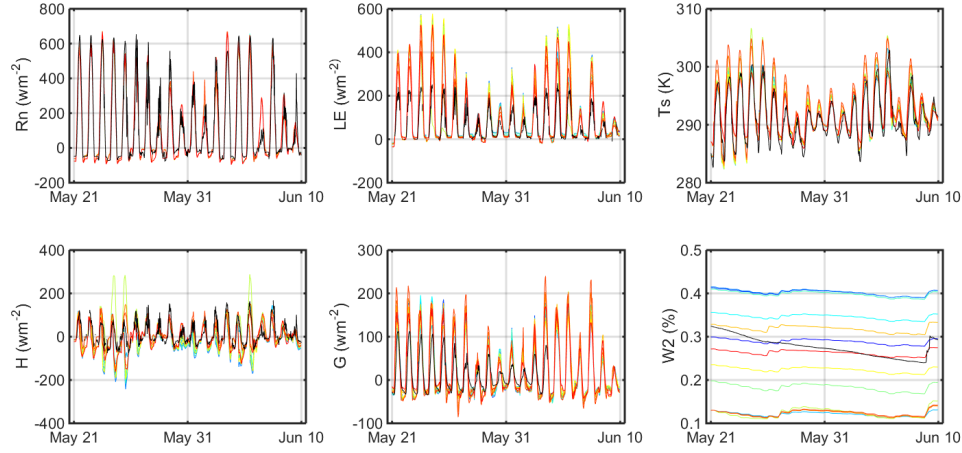


FIGURE 5.18 – Flux d’énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160 avec modulation du contenu en eau à l’initialisation. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d’Auradé (B10)

constatée entre les parcelles. La gamme des valeurs de  $Ts^*$  dépasse 1% pour la première période de simulation et 3% pour la seconde. La modulation de la valeur initiale du contenu en eau du sol apparaît donc comme le levier le plus efficace pour reproduire la gamme de variation de  $Ts^*$  observée sur les acquisitions. L’approche utilisée ici reste cependant rudimentaire, il serait préférable d’utiliser une méthode d’assimilation pour déterminer les valeurs initiales d’humidité de sol.

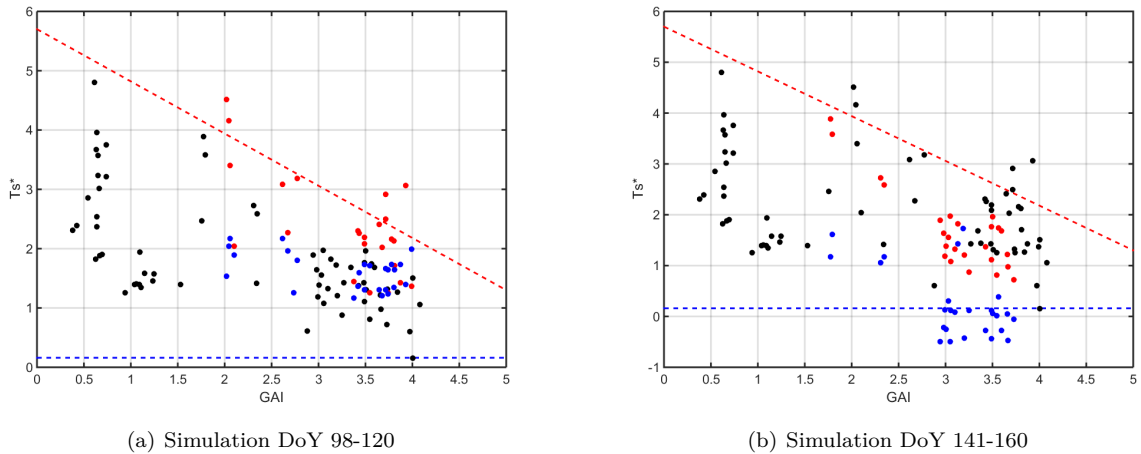


FIGURE 5.19 – Trapèze  $Ts^*$ -GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide dans le cas d’une simulation avec modulation de la profondeur et de l’humidité de sol à l’initialisation. Les points rouges correspondent aux dates d’acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates.

### 5.6.6 Comparaison des classements sur le RTVDI obtenus avec les différents cas de simulation.

Pour chaque série de simulation effectuée, le RTVDI a été recalculé pour chaque parcelle. Les valeurs ont ensuite été extraites pour les jours correspondant à une acquisition infrarouge thermique. A partir des valeurs de RTVDI, nous déterminons ensuite le classement entre les parcelles. Pour l'ensemble des dates de simulation, nous disposons de 4 dates d'acquisition, aux jours 104,105,144 et 145.

Nous avons cherché à reproduire les classements observés sur les acquisitions thermiques à l'aide de l'outil modèle. Nous utilisons une approche directe afin d'estimer les sensibilités des paramètres ou des conditions initiales. Pour cela nous sommes partis d'une série de simulations de référence, pour laquelle les conditions initiales et les paramètres sont identiques pour l'ensemble des parcelles. Ces conditions de simulation ont ensuite été modulées en utilisant des informations issues de la carte des sols ou du trapèze  $Ts^* - GAI$  mis en place à partir des données de télédétection. La première modulation portait sur la profondeur de la zone racinaire, laquelle est au cœur de la définition de la réserve utile. La seconde porte sur les conditions initiales d'humidité de sol, qui peuvent varier sur le paysage.

Les simulations peuvent être vues comme une progression croissante de l'information disponible. Il est donc attendu une amélioration des capacités du modèle à reproduire la variabilité observée. Pour les classements, nous nous intéressons principalement aux 4 parcelles identifiées au chapitre 4 : B1, B2, B4 et B9. Elles ont été identifiées comme montrant un comportement distinct pouvant être associé à une variation des propriétés du sol. Les parcelles B1 et B2 montraient un RTVDI faible tandis que les valeurs associées à B4 et B9 étaient plus fortes, indiquant une moins bonne régulation de leur température pouvant être associée à un accès plus difficile à la ressource en eau.

La comparaison des différents classements (Figure 5.20) permet de tirer plusieurs conclusions sur les simulations effectuées. On constate dans un premier temps que les simulations de référence ne permettent pas de retrouver les classements issus des données de télédétection. On constate une inversion des tendances observées expérimentalement, avec les parcelles B4 et B9 qui montrent des classements bas associés à de faibles RTVDI et inversement pour les parcelles B1 et B2. Cette tendance est particulièrement marquée pour la seconde période de simulation. Les fortes différences de classement pour la seconde simulation peuvent être liées aux faibles variations de  $Ts^*$  observées en sortie de modèle, 0,13 % sans les parcelles B11 et B12 pour le jour 144 et 0,25% pour le jour 145 dans les mêmes conditions.

Les classements issus de la deuxième série de simulations, pour laquelle on module la profondeur de la zone racinaire, ne montrent que peu de variations par rapport au cas précédent. L'absence de changements majeurs est cohérente avec la faible variabilité des valeurs de  $Ts^*$  sur les sorties de modèle. Les gammes de variation de  $Ts^*$  sont identiques aux jours 144 et 145. Pour ces simulations, la profondeur de la zone racinaire n'entre pas en compte car l'accès à l'eau reste aisé, on ne se trouve pas dans une situation de stress hydrique.

La dernière série de simulation ne peut être analysée que pour les jours 105 et 145, les acquisitions aux jours 104 et 144 ayant été utilisées pour moduler la valeur d'initialisation de l'humidité de sol. On observe

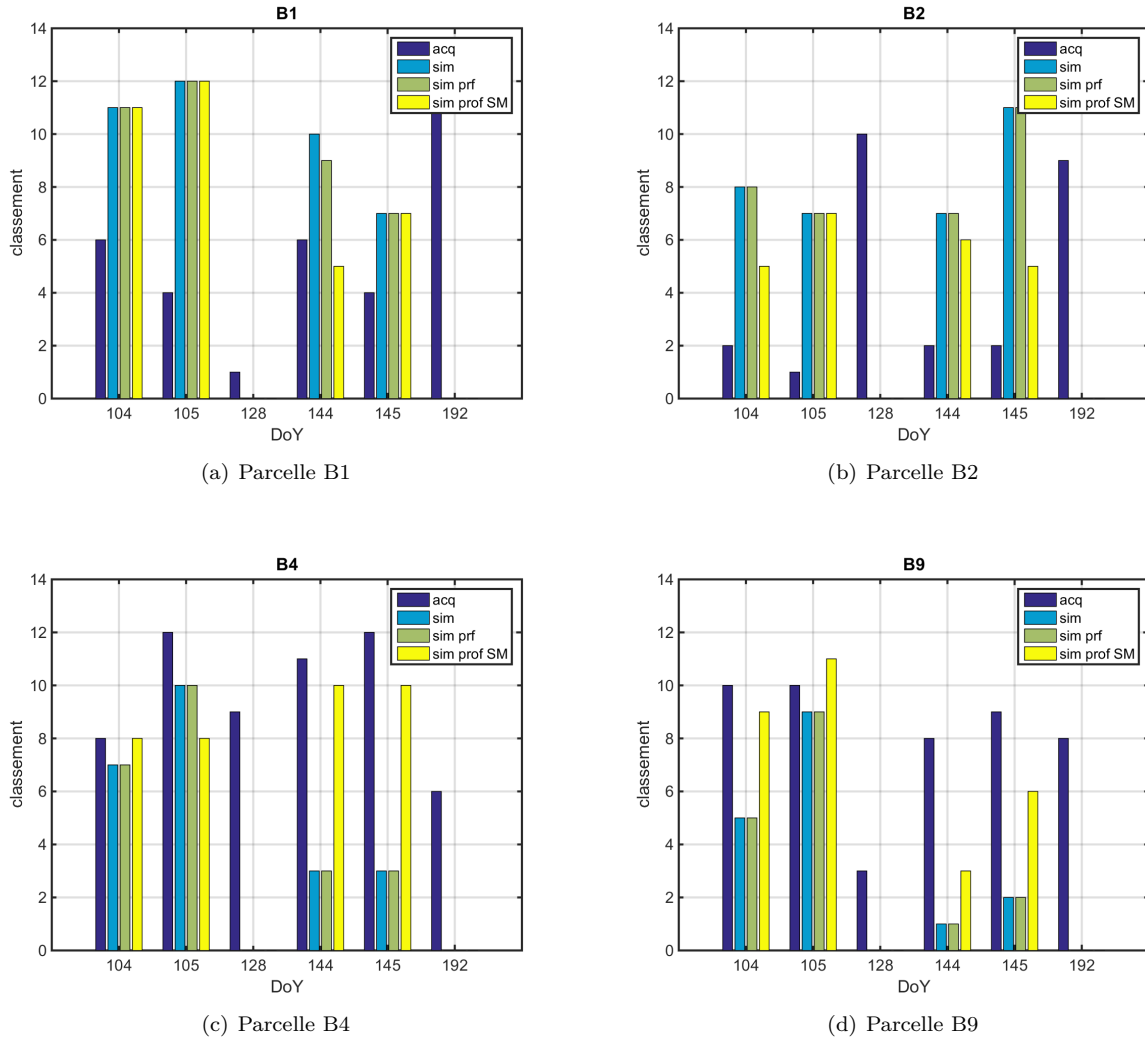


FIGURE 5.20 – Classement de 4 parcelles de blé (B1, B2, B4 et B9) sur la base du RTVDI. EN violet les classements observés pour les acquisitions de télédétection, en bleu les classements des simulations de référence, en vert ceux des simulations avec modulation de la profondeur et en jaune ceux des simulations avec modulation de la profondeur et de l’humidité de sol.

cette fois plus de variations sur les classements observés. Ce résultat est attendu, au vu de la plus importante variabilité sur les  $Ts^*$  observée en sortie de modèle. Les classements des différentes parcelles sont cette fois fortement modifiées et se rapprochent de ceux issus des observations. Cette évolution est importante pour les parcelles B2 et B4, et moins marquée pour la parcelle B9. La modulation de la valeur d’initialisation de l’humidité de sol permet donc de mieux reproduire la variabilité des RTVDI observé.

## 5.7 Conclusion

Nous avons utilisé le modèle SETHyS de façon directe pour tenter de reproduire la variabilité observée sur le RTVDI. Le modèle a été utilisé avec les paramètres issus de l'étalonnage effectué au cours d'une thèse précédente. Une analyse de la propagation des incertitudes sur les entrées météo et de description de la végétation a donné des valeurs de RMSD de l'ordre de  $50 \text{ Wm}^{-2}$  et  $25 \text{ Wm}^{-2}$  respectivement.

Le modèle a été utilisé ici comme un outil de compréhension des processus de la surface. Nous l'avons utilisé pour reproduire la variabilité observée sur les parcelles de blé. Il nous a permis d'identifier une potentielle erreur sur les mesures in-situ de flux d'évapotranspiration.

Pour reproduire la variabilité observée sur les données de télédétection, nous avons modulé des paramètres du modèle, qui contrôlent la taille de la réserve utile, et son initialisation. Les simulations ont montré que la modulation de la taille de la réserve utile ne change pas les grandeurs en sortie dans le cas étudié. Seule la modulation des conditions initiales permet de retrouver une variabilité similaire aux observations.

Cette partie a cependant été fortement limitée par le peu de données de validation disponible. Nous ne pouvons donc que tirer des conjectures sur le bilan hydrique des 12 parcelles de blé non instrumentées.





# Conclusion générale et perspectives

## Conclusion générale

Le suivi du bilan hydrique des cultures à fine échelle présente un enjeu majeur dans le contexte actuel d'évolution des variabilités des apports en eau et des aléas climatiques. Par exemple, la région du bassin Adour-Garonne connaît un déficit hydrique chronique de 200 millions de  $m^3$  par an. La question de la gestion des ressources et donc de suivi et de diagnostic des cultures est alors centrale.

La perte d'eau vers l'atmosphère sous forme d'évaporation et de transpiration des plantes, i.e. le flux d'évapotranspiration, est une composante du bilan hydrique qu'il est essentiel de mieux caractériser notamment à fine résolution spatiale et temporelle, au plus proche des échelles de gestion des territoires agricoles. Une meilleure estimation des flux d'évapotranspiration de façon distribuée sur les zones agricoles est donc déterminante pour une meilleure gestion de la ressource hydrique en termes d'apport par irrigation notamment [Allen et al., 1998]

L'objectif des travaux de thèse était de contribuer à l'analyse de la possibilité d'exploiter les images de télédétection issues des trois domaines de longueur d'onde, hyperfréquence, infrarouge thermique et visible à haute résolution, pour mieux contraindre la modélisation du bilan d'eau de parcelles agricoles en particulier de blé et de tournesol. Le Sud-Ouest regroupe une importante proportion de ces cultures, 37% de la surface agricoles de blé dur et 38% pour le tournesol.

Les trois domaines de longueur d'onde sont classiquement utilisés par les instruments de télédétection satellite et offrent une sensibilité à différentes propriétés de la surface. Le visible-proche infrarouge et le radar permettent de suivre le développement du couvert végétal pour ce qui du taux de recouvrement, du type de couvert ou bien de son stade de développement, de sa structure et de son activité photosynthétique. L'infrarouge thermique donne accès à une information sur la température de surface (LST), laquelle est liée au régime d'évapotranspiration. L'utilisation de plusieurs sources d'information est un moyen de mieux décrire la surface et d'améliorer les conditions d'utilisation des modèles de bilan d'eau et d'énergie à la surface.

Les approches se basant sur l'utilisation de jeux de données de télédétection intégrant des informations issues de deux domaines de longueur d'onde, visible et thermique ou visible et radar, sont développées depuis de nombreuses années. Elles sont généralement limitées à l'association de données radar ou thermique à des données visibles et IR. Les études portant sur une complémentarité entre les données infrarouge-thermique et

radar portent principalement sur l'inversion de l'humidité de sol, avec des méthodes d'assimilation de données dans la modélisation [Barrett and Renzullo, 2009, Li et al., 2010].

L'objectif de notre étude était d'identifier des similarités ou différences de comportement et de variabilité temporelle entre parcelles agricoles d'une même culture et de les reproduire en utilisant un modèle de bilan d'énergie de type SVAT : le modèle SETHyS. A la différence de beaucoup d'études, il ne s'agissait pas ici explicitement d'utiliser les données de télédétection pour inverser des propriétés de surface mais d'exploiter les variabilités spatiales et temporelles pouvant permettre de distribuer la modélisation du bilan d'eau et d'énergie.

Les travaux s'appuient sur une base de données de télédétection à haute résolution spatiale et de données d'observation in-situ collectées au cours de l'année 2010. La base de données originelle, issue de la campagne MCM'10, comprenait les données de télédétection radar bande-C, issues de Radarsat-2, ainsi que les mesures ponctuelles d'humidité de surface pour l'ensemble des parcelles. Elle a été complétée avec des données de télédétection issues des deux autres domaines de longueur d'onde. Dans un premier temps, les images infra-rouge thermique acquises par LANDSAT 5/7. La correction atmosphérique et en émissivité sur ces images a été réalisée au CESBIO avec l'algorithme LANDARTS afin d'estimer les températures de surface (LST). Les données visibles/IR de FORMOSAT-2 ont permis de constituer une série temporelle de GAI (Green Area Index). La base de données in-situ sur les 37 parcelles suivies a aussi été complétée avec les mesures en continu disponibles sur le site flux du CESBIO situé à Auradé.

La zone d'intérêt des travaux se situe dans le sud-ouest de la France, à l'Ouest de Toulouse. Elle correspond à un carré d'environ 17 km de coté dans lequel sont localisées les parcelles étudiées. Dans cette zone d'étude, nous nous focalisons sur 13 parcelles de blé, dont le site instrumenté d'Auradé, et 6 parcelles de tournesol.

Les questions principales qui sous-tendent le travail sont les suivantes :

- Quels sont les apports de la bande C pour renseigner et caractériser la dynamique de développement de la végétation pour des couverts de blé et de tournesol ?
- Quelle est la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar à l'humidité de surface dans les gammes de distribution spatiales et temporelles observée réellement en 2010 au cours du cycle cultural ?
- Comment mieux séparer les contributions du couvert et de l'humidité au signal pour mieux suivre la variabilité inter-parcellaire ?
- Comment comparer l'état hydrique des parcelles d'une même culture mais à des niveaux de développement végétal ou de couverture différents ?
- Comment combiner les données thermiques et optiques pour proposer une méthode de comparaison et de classement inter-parcelles basé sur le déficit hydrique ?

La sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface et au GAI a été évaluée pour les deux cultures. L'étude s'intéressait aux 4 polarisations simples (VV, VH, HH et HV) ainsi qu'à deux rapports de polarisation (VV/HH et VV/VH). Elle visait à identifier les périodes pour lesquelles le

radar est sensible à l'une ou l'autre des grandeurs et identifier l'utilité pouvant en être faite pour informer la variabilité inter-parcellaire. Pour l'humidité du sol, le radar est sensible en début de cycle cultural. Dans le cas du blé les polarisations simples autres que VV ont montré la plus forte sensibilité, tandis que pour le tournesol la sensibilité est similaire pour l'ensemble des polarisations simples. La sensibilité diminue avec le développement de la végétation jusqu'à une valeur seuil de hauteur. Cette valeur a été estimée à 50 *cm* pour le blé et 100 *cm* pour le tournesol.

L'étude de sensibilité au GAI a permis de confirmer des tendances déjà observées dans d'autres études [Fieuzal, 2013] : une corrélation négative entre coefficient de rétrodiffusion et GAI pour le blé et positive dans le cas du Tournesol. Pour le blé, la polarisation VV montre la plus forte sensibilité et est à privilégier pour les applications d'inversion. Pour le tournesol, on observe une sensibilité similaire entre les différentes polarisations. La transition entre sensibilité à l'humidité de surface et au GAI est plus marquée pour cette culture.

L'utilisation des données infrarouge-thermique s'est appuyée sur la méthode du trapèze [Température de surface-indice de végétation]. Nous avons adapté cette méthode au suivi temporel d'un ensemble de parcelles d'une même culture afin d'exploiter la variabilité de manière relative entre les parcelles. Le GAI a été utilisé comme indice de végétation et la température de surface a été normalisée par la température de l'air (indicateur  $Ts^*$ ). Le trapèze a ensuite été utilisé de façon temporelle en utilisant la série d'acquisition multi-dates. Le nuage de points formé a été caractérisé par ses limites : bord-sec et bord-humide. Cette méthode nous a permis de définir un espace d'analyse commun à l'ensemble des parcelles indépendamment de l'acquisition et du développement de la culture (trapèze dynamique). Sur la base de ce trapèze défini temporellement, nous avons pu calculer un indicateur, nommé RTVDI (Relative Temperature Vegetation Difference Index) sur la base du TVDI proposé par Sandholt et al (2002), pour chaque point. Celui-ci est défini sur la base des bord-sec et humide et permet de normaliser les valeurs de température entre les deux situations hydriques extrêmes rencontrées. Le trapèze autorise alors une comparaison entre les parcelles et entre les dates d'acquisition. Les parcelles ont ensuite été classées sur la base du RTVDI et des parcelles ont pu être groupées sur la base de comportements similaires. Les regroupements obtenus ont été évalués qualitativement sur la base des cartes pédologiques de la Région. Une validation quantitative a pu être effectuée sur la parcelle B10, pour laquelle nous avons pu calculer un indice de stress classique.

La modélisation TSVA SETHyS a été utilisée pour reproduire les tendances observées entre les différentes parcelles à partir de jeux de paramètres étalonnés issus des travaux précédents [Bigeard, 2014]. Les données de la parcelle instrumentée du site d'Auradé du CESBIO ont permis de vérifier le fonctionnement du modèle pour les deux périodes simulées dans le cas du blé. La comparaison entre les valeurs de flux en sortie de modèle et in-situ a entre autre montré une anomalie de saturation des observations du flux LE autour de 200  $Wm^{-2}$  pour la seconde période de simulation.

Nous avons cherché à caractériser les incertitudes sur le flux LE associées au forçage et au jeu de paramètres du modèle en passant du local à la simulation distribuée sur la zone agricole suivie :

- Par la météo à une échelle de 8 km et par le GAI. Les flux montrent des RMSD de l'ordre de 40  $Wm^{-2}$  pour des entrées météo locales ou à l'échelle de 8 *km*. Pour la description de la végétation, les RMSD

associés sont plus faibles, de l'ordre de  $25 \text{ Wm}^{-2}$ .

- Par le jeu de paramètres, le modèle a été utilisé comme un outil pour reproduire la variabilité observée sur le trapèze et identifier les paramètres les plus sensibles. Les simulations ont été effectuées pour différents scénarios : dans un premier temps avec uniquement la variation sur le GAI, puis en modifiant les profondeurs de sol associées, la conductivité hydraulique à saturation et enfin en modulant la valeur d'initialisation de l'humidité de sol. Il est ressorti de ces simulations que pour l'année 2010, qui ne correspond pas à une année sèche, la modulation de la profondeur de sol ne montre pas une forte sensibilité. Le levier le plus important pour reproduire la variabilité est l'initialisation de l'humidité de sol sur le profil racinaire.

La méthodologie mise en œuvre a surtout pour intérêt d'évaluer les réponses différenciées des différents scénarios et lever la possible équivocalité en privilégiant certains scénarios et fichiers de paramètres.

De façon synthétique, nous avons examiné la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar aux propriétés de la végétation et à l'humidité de surface. Un seuil sur la hauteur a été estimé pour identifier les périodes pour lesquelles le radar est le plus sensible au sol ou à la végétation. Les données thermiques ont été utilisées avec une méthode du trapèze modifiée pour être utilisée de façon temporelle. Cette méthode nous a permis d'identifier les variabilités entre parcelles. Le modèle SEtHyS a ensuite été utilisé pour les reproduire. Nous avons constaté que dans le cas du blé en 2010, le levier le plus efficace pour reproduire la variabilité est une modification des conditions initiales d'humidité de sol.

## Perspectives du travail

Les travaux présentés constituent une première approche de la possibilité d'utilisation d'une série temporelle de données de télédétection haute résolution issue des trois domaines de longueur d'onde pour informer la paramétrisation d'un modèle. Le choix a été fait de se focaliser sur des approches utilisant des indicateurs simples issus des données de télédétection comme le coefficient de rétro-diffusion radar et la température de surface normalisée. Ce choix laisse un potentiel d'amélioration pour affiner ces indicateurs.

Pour le radar, la corrélation directe entre coefficients de rétro-diffusion et propriétés de la surface a permis d'identifier les périodes de sensibilité du radar, ainsi que les polarisations à privilégier. De nombreuses méthodes pour l'inversion des propriétés de surface, qu'il s'agisse d'humidité de surface ou de développement de la végétation ont déjà été développées, parfois pour la même région. Des travaux récents sur le maïs [Ameline et al., 2018] ont confirmé le potentiel du radar bande-C comme un complément possible aux GAI issus de la télédétection visible notamment pour mieux identifier la date d'émergence de la culture. Une utilisation du radar pour mieux décrire l'évolution temporelle du GAI pourrait permettre de limiter les problématiques d'échantillonnage rencontrées.

Le choix d'utiliser les données radar en bande-C nous a permis d'examiner les sensibilités à l'humidité de surface et au GAI. Cette double sensibilité demande cependant à faire des compromis sur les périodes

utilisées. L’emploi de données bande-X pour le suivi de la végétation et bande-L pour le suivi de l’estimation de l’humidité de surface pourrait permettre de dépasser ces limites [Englhart et al., 2011].

Nous avons utilisé une information radar en amplitude, des travaux récents sur l’utilisation de la phase pour le suivi et l’identification des stades phénologiques pourraient permettre un meilleur séquençage du cycle cultural et la possibilité de mieux sélectionner un jeu de paramètres étalonné. Des travaux basés sur l’étude de la variation de phase du signal radar sont en cours au Maroc [Ouaadi et al., 2019a, Ouaadi et al., 2019b].

La problématique principale pour les données de télédétection infrarouge thermique est la disponibilité d’acquisitions à haute résolution. Les instruments embarqués ne permettent pas d’obtenir un échantillonnage fin des cycles culturaux sur certaines régions comme le sud-ouest de la France, principalement à cause de la couverture nuageuse. Le projet de mission TRISHNA [Lagouarde et al., 2018] et d’obtenir des images à haute résolution spatiale, 50 m, avec une revisite de 3 jours, permettrait de dépasser les limites actuelles. Une autre possibilité serait de s’appuyer sur des données acquises par drone, pour lesquelles les acquisitions peuvent être planifiées sur des périodes ou événements d’intérêt.

L’utilisation en temporel de la méthode du trapèze doit être validée avec plus de données terrain. Dans un premier temps, il serait intéressant d’examiner la représentativité du  $Ts^*$  et d’étudier si d’autres normalisations ne seraient pas plus pertinentes, en modulant par la vitesse du vent ou le rayonnement net par exemple. La méthode pourrait aussi être testée en utilisant des jeux de données multi-annuels qui permettraient d’étudier la stabilité du trapèze temporel. Ces études pourraient être réalisées sur des zones plus fortement soumises à des conditions de stress hydrique, comme au Sud de la méditerranée notamment sur les autres sites d’observations du CESBIO au Maroc et en Tunisie.

Les conclusions sur l’utilisation du modèle comme outil de compréhension ont été limitées par les cas sélectionnés. Le blé en 2010 n’est pas soumis à une occurrence ni à une intensité de stress hydrique forte, ce qui limite l’expression des variabilités sur les propriétés de sol. L’idéal aurait été de disposer de données de validation plus complètes sur le tournesol, pour lequel les conditions de stress hydrique sont plus probables.

Les travaux présentés dans cette étude pourront aussi être utilisés pour l’étude des données de la campagne expérimentale Montoussé acquises par le CESBIO. Cette campagne se focalise sur le suivi d’un petit bassin versant sur la commune d’Auradé pendant trois années successives. Son objectif est d’analyser les variabilités spatiotemporelles fines des déterminants du paysage sur le développement des cultures. Un jeu de données à très haute résolution a été collecté par des acquisitions drone. La campagne de mesure fournit aussi une importante masse de données de validation en température et humidité de sol.



## Annexe A

# Résultats complémentaires de l'étude de sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar aux propriétés de la surface

### A.1 Sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à l'humidité de surface : compléments

#### A.1.1 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface

Pour cette partie, nous étudions la possibilité d'identifier une variabilité d'humidité de surface entre parcelles d'une même culture. L'étude est spécifique à chaque type de couvert afin de limiter les contributions autres que l'humidité de surface. L'hypothèse faite est que l'ensemble des parcelles d'une même culture va présenter des états de surface similaires en terme de rugosité. Les mesures in-situ ont été acquises dans une fenêtre de 1 jour autour de la date de survol satellite (Table 3.1). Nous étudions dans un premier temps le couvert de blé et dans un second temps le couvert de tournesol.

Pour rappel, les premiers travaux sur la relation entre coefficient de rétrodiffusion radar et humidité de surface montrent une relation linéaire entre le coefficient de rétro-diffusion et l'humidité de surface [Ulaby et al., 1978]. La relation présente une pente positive dont la valeur est modifiée par la rugosité de la surface. Par la suite nous ne considérerons donc que les cas où la pente observée est positive.

## Cas du blé

Pour les données correspondant aux parcelles de blé, le calcul du coefficient de corrélation et de la p-valeur pour les polarisations simples (Figure A.1) ne permet pas de conclure sur une relation possible entre la variabilité spatiale d'humidité de surface et du coefficient de rétrodiffusion bande-C. Le critère de significativité montre des corrélations non significatives dans 83% des cas.

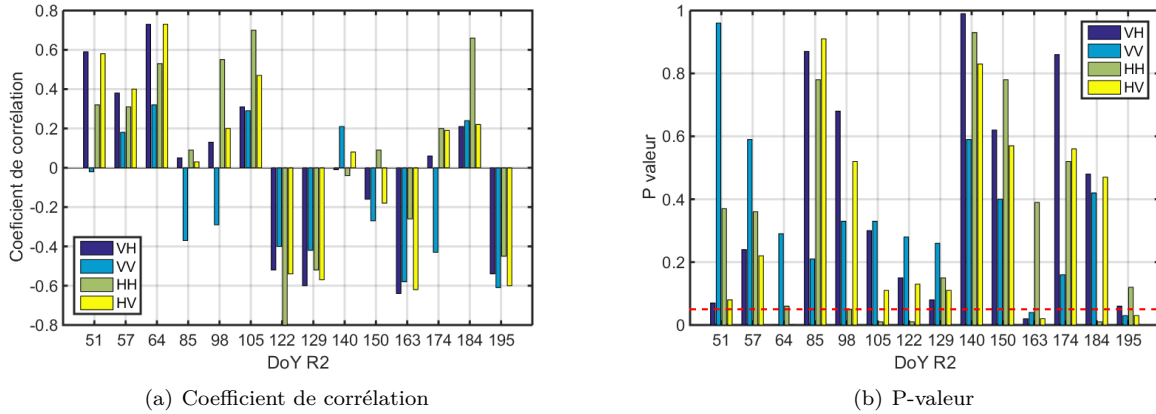


FIGURE A.1 – Coefficient de corrélation et p-valeur obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de blé

L'utilisation des rapports de polarisation VV/HH et VV/VH amène aux mêmes conclusions que pour les polarisations simples. Une majorité des cas montre une significativité trop faible (Figure A.2), avec 86% des cas montrant une p-valeur supérieure au seuil de 5%.

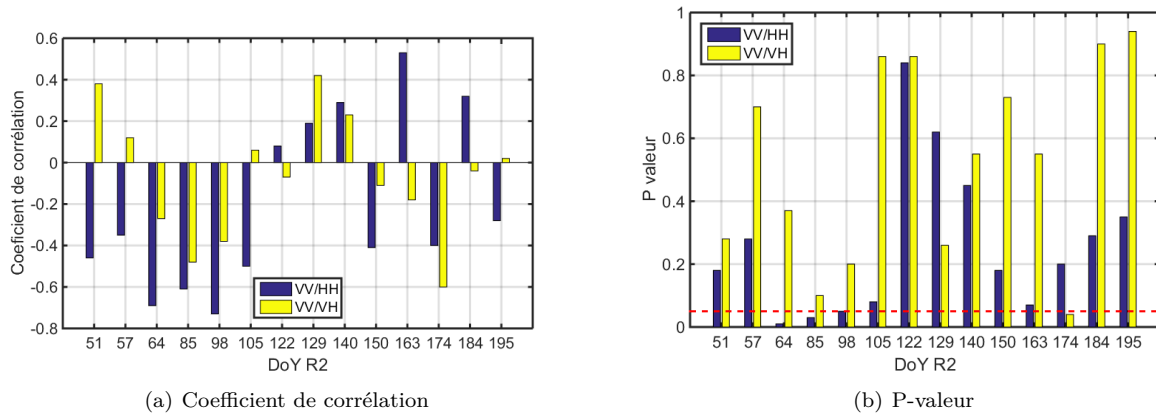


FIGURE A.2 – Coefficient de corrélation et p-valeur obtenue entre les rapports de polarisation radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de blé



## Cas du tournesol

Pour le tournesol, le cycle cultural est mieux échantillonné. Les acquisitions couvrent la période de sol nu successive au semis. Les observations sur le sol nu sont généralement celles utilisées pour les approches d'inversion car il n'y a pas de contribution de la végétation au coefficient de rétrodiffusion. De la même manière que pour le blé, une majorité des corrélations calculées pour les polarisations simples sont non significatives sur le critère de la p-valeur (Figure A.3), 92% des cas. Dans le cas des rapports de polarisation (Figure A.4), seul 1 cas montre une corrélation significative. Nous ne pouvons donc pas conclure sur l'utilité du signal radar pour identifier la variabilité spatiale d'humidité de surface entre les parcelles.

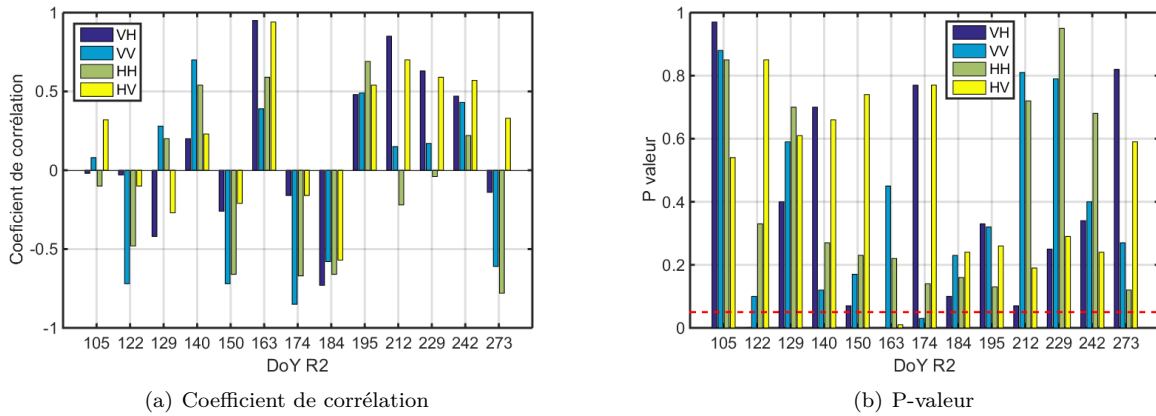


FIGURE A.3 – Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol

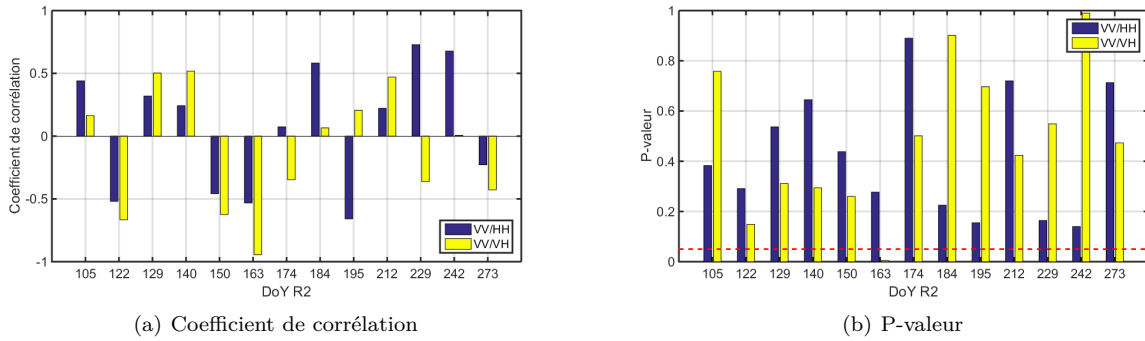


FIGURE A.4 – Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol pour les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH

## Discussion

Dans les cas des cultures de blé et de tournesol, nous n'avons pu mettre en évidence une sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à la variabilité spatiale d'humidité de surface. Deux facteurs peuvent

expliquer la faible significativité des résultats : la trop faible variation de l'humidité de surface créée par la proximité géographique des parcelles ainsi que la présence du couvert dont la contribution masque celle du sol.

La proximité géographique des parcelles, qui sont contenues dans un carré de 17 *km* de côté environ, limite l'hétérogénéité de valeurs d'humidité de surface, la comparaison des données issues des stations météo installées sur les deux parcelles instrumentées du CESBIO, distantes d'environ 15 *km*, a montré que les conditions météorologiques sont comparables au cours de l'année 2010. Les régimes de précipitations sont proches et la variation des variables atmosphériques contrôlant l'évapotranspiration : température, humidité, pression, vent, sont faibles. Pour l'année 2010, les mesures terrain confirment l'hypothèse d'une faible variation des humidités de surface entre les parcelles. Pour le blé en 2010, l'écart type moyen d'humidité de sol entre l'ensemble des parcelles est de 3,7%. Cet écart type correspond aux limites de sensibilité observées pour une inversion d'humidité de sol à partir de données radar sur sol nu [Baghdadi et al., 2007]. Pour le tournesol, l'humidité de surface montre aussi une faible variation entre les parcelles, avec un écart type maximal de 3,9%. Les parcelles observées montrent donc des valeurs d'humidité de surface proches, à la limite de la sensibilité observée sur sol nu.

Les observations sont majoritairement réalisées sur des parcelles avec la présence d'un couvert végétal, sauf dans le cas des premières acquisitions sur le tournesol. La présence du couvert ajoute une nouvelle contribution à coefficient de rétrodiffusion et masque partiellement ou totalement le sol. Cette nouvelle contribution crée des cas d'équifinalité, c'est à dire qu'il n'est pas possible d'identifier la contribution de l'humidité de sol et celle de la végétation. Pour le blé, nous ne disposons pas d'images acquises sur sol nu avant la levée, la première image, au jour 51 (20/02/2010), est associée à un NDVI moyen de 0,5 et une hauteur moyenne de 10 *cm*, la végétation n'est à ce moment pas couvrante et contribue probablement de façon non négligeable au coefficient de rétrodiffusion.

Il est aussi important de considérer le nombre limité de parcelles utilisées, 13 pour le blé et 6 pour le tournesol. Pour l'étude de la variabilité spatiale ce faible nombre de points est un handicap important vis à vis des grandeurs statistiques obtenues.

## **A.2 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C au GAI : compléments**

### **A.2.1 Sensibilité du coefficient de rétro-diffusion radar bande-C à la variabilité spatiale de GAI**

Dans cette première partie nous nous intéressons à la sensibilité du  $\sigma^0$  radar bande-C à la variabilité spatiale inter-parcelles du GAI. Une identification de cette dernière pourrait permettre de moduler les entrées de végétation du modèle de façon distribuée sur un paysage et ainsi mieux informer les processus, principalement les composantes de rayonnement net et d'évapotranspiration.

## Cas du blé

Dans le cas du blé, il n'est pas possible de conclure sur les corrélations dans le cas des polarisations simples, la p-valeur montre en effet des valeurs supérieures au seuil dans l'ensemble des cas (Figure A.5). Les coefficients de corrélation montrent aussi des valeurs positives pour les deux premiers couples de données, ce qui est contraire à la tendance observée par ailleurs [Macelloni et al., 2001, Fieuzal, 2013].

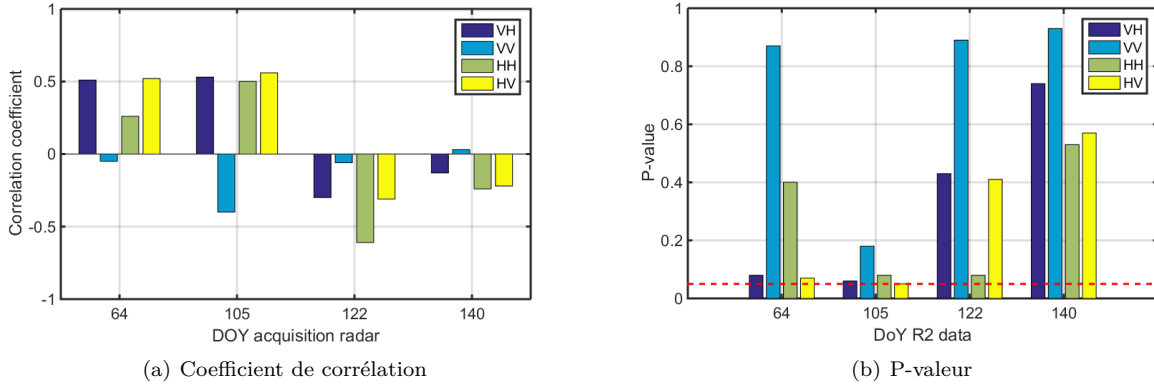


FIGURE A.5 – Coefficient de corrélation et P-valeur entre GAI et coefficient de rétro-diffusion radar bande-C pour les parcelles de blé à chaque acquisition

Pour les rapports de polarisation, seul le cas VV/HH fournit des résultats respectant le critère sur la p-valeur. Deux dates sont significatives : les acquisitions au jour 64 et au jour 105. Pour ces deux dates on observe une corrélation négative, et une régression donnant des coefficients de détermination de 0,68 pour le jour 61 et 0,67 pour le jour 108 (Figure A.6). La pente dans le cas des deux régressions est quasiment identique, passant de  $-1,58 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$  à  $-1,36 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$ . On observe cependant une augmentation du RMSE entre les deux dates, qui passe de 0,37 à 0,72 dB.

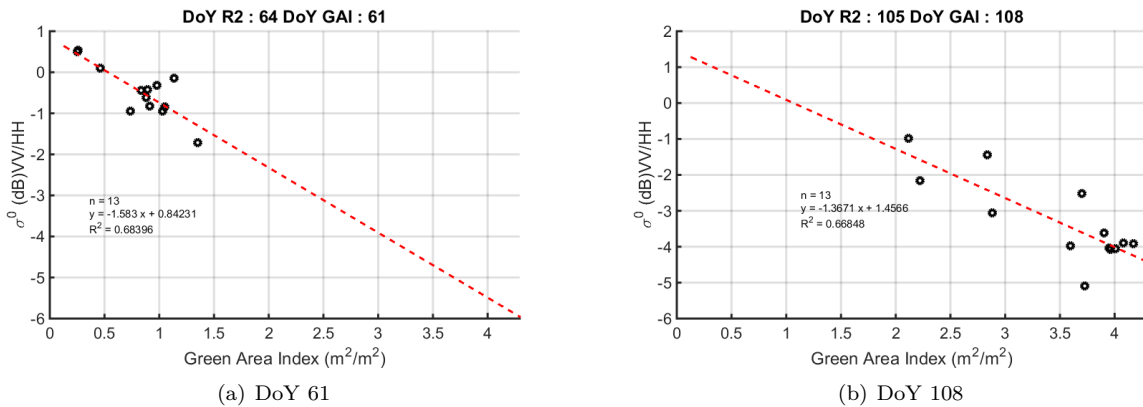


FIGURE A.6 – Régressions linéaires entre le GAI et le rapport de polarisation VV/HH pour les jours 61 et 108

La pente décroissante observée dans le cas du rapport de polarisation VV/HH est marquée et cohérente sur les deux acquisitions. Si cette pente se maintient sur les deux dates couvrant la période de croissance, des acquisitions supplémentaires auraient permis d'obtenir un meilleur échantillonnage temporel et vérifier la stabilité de la pente observée. L'absence de points de mesure pendant la sénescence ne permet pas d'étudier si cette pente négative se retrouve en fin de cycle cultural, sur une végétation plus sèche.

### Cas du tournesol

Les corrélations calculées sur le tournesol (Figure A.7) fournissent des résultats similaires au blé. Si le signe des coefficients de corrélation est plus stable, la significativité reste faible. La p-valeur est inférieure au seuil de 5% pour seulement 6 cas sur 32. Les cross-polarisations, et plus particulièrement HV constituent 5 de ces 6 cas. Les régressions sur les cas significatifs des cross-polarisation aux jours 117 et 141 donnent des coefficients de détermination supérieurs à 0,8. Les pentes sont importantes, au jour 141 on obtient des valeurs de  $9,75 \text{ dBm}^2/\text{m}^2$  pour VH et  $12,6 \text{ dB m}^2/\text{m}^2$  pour HV. On observe cependant une forte variation de cette dernière pour la polarisation HV avec une pente de  $23,1 \text{ dB m}^2/\text{m}^2$  au jour 117. Ces différences de pentes peuvent être dues à la contribution de l'humidité de surface. Le  $\sigma^0$  montre en effet une variation de même signe pour l'humidité de surface et le développement de la végétation. Pendant la sénescence, l'acquisition du jour 232 respecte aussi le critère de significativité dans le cas des cross-polarisations. Les régressions donnent de forts coefficients de détermination : 0,91 pour VH et 0,83 pour HV. Les pentes sont cependant plus faibles, avec des valeurs de l'ordre de  $2,7 \text{ dB m}^2/\text{m}^2$ . Ces résultats ainsi que le manque de répétitivité ne permettent pas de conclure sur la sensibilité du  $\sigma^0$  à la variabilité spatiale du GAI. Des méthodes permettant de découpler les contributions de l'humidité de surface et du GAI pourraient préciser ces résultats.

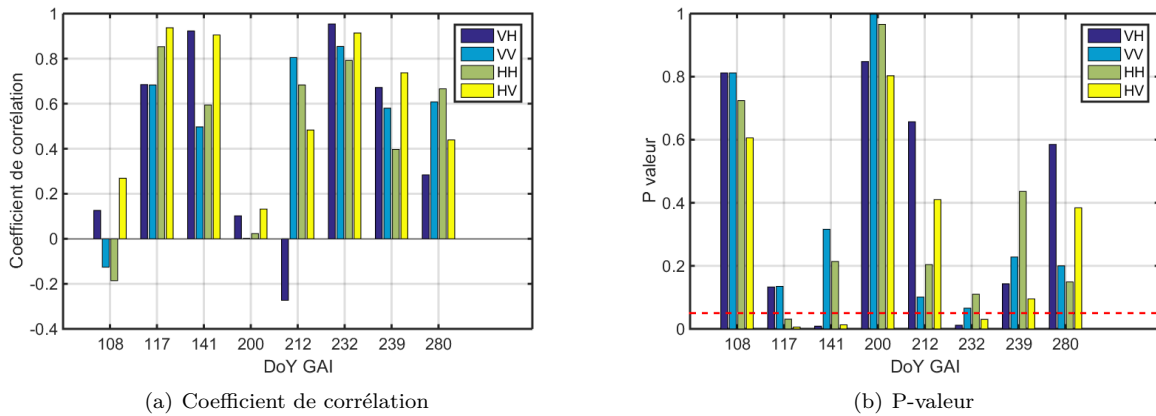


FIGURE A.7 – Coefficient de corrélation et P valeur entre le  $\sigma^0$  radar bande-C et le GAI pour les parcelles de tournesol

Dans le cas des rapports de polarisation, toutes les p-valeurs associées aux corrélations sont supérieures à notre critère de significativité. Nous ne pouvons donc pas conclure sur l'utilité des rapport VV/HH et VV/VH.

## Discussion

L'étude de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion radar bande-C à la variabilité spatiale de GAI donne des résultats similaires à celle effectuée pour l'humidité de surface. La majorité des paires de données étudiées donne des résultats non significatifs sur le critère de la p-valeur. Dans le cas du blé les seuls cas significatifs et potentiellement intéressants sont ceux du rapport de polarisation VV/HH pendant la période de croissance. Le nombre d'échantillons limité indique un comportement mais ne permet pas de généraliser cette observation. Pour le tournesol, les quelques cas significatifs ne montrent pas de résultats stable sur la sensibilité, ce qui pointe vers un mélange des contributions de la végétation et de l'humidité de sol.

Comme dans le cas de l'humidité de surface, cette faible significativité peut en partie s'expliquer par le nombre limité de parcelles à notre disposition. Dans le cas du tournesol les contributions respectives du sol et de la végétation crée une source d'incertitude importante, car l'utilisation des polarisations simples ne permet pas de découpler chacune des contributions.

Enfin, comme dans le cas de l'humidité de surface, la variabilité des GAI reste faible, les valeurs de GAI de 9 parcelles de blé sur 13 sont placées dans une gamme d'environ  $1\ m^2/m^2$  à chaque acquisition. L'observation d'une unique culture, si elle élimine la variabilité associée à la géométrie, homogénéise aussi le jeu de données. Les itinéraires techniques restent similaires sur les parcelles, par exemple 5 parcelles de tournesol sur 6 ont été semées sur une période de 3 jours. Les sources d'hétérogénéité sur le développement de la végétation sont donc limitées.



## Annexe B

# Article soumis à Remote Sensing Letters

# A dynamic use of the VI-Ts trapezoid method for spatio-temporal monitoring of crop water supply limitation variability at field scale : the case of wheat and sunflower crops

Cheul B.<sup>a</sup>, Coudert B.<sup>a</sup>, Merlin O.<sup>a</sup>, Rivalland V.<sup>a</sup>, Fieuzal R.<sup>a</sup>, Huc M.<sup>a</sup>, Cros J.<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CESBIO, Universite de Toulouse, CNES, CNRS, INRA, IRD, UPS, Toulouse France

## ARTICLE HISTORY

Compiled January 2, 2019

## ABSTRACT

The vegetation index (VI)-surface temperature (Ts) trapezoid method is used to study evapotranspiration status over large areas. We propose a methodology to exploit a temporal time series based on LANDSAT5-7 and Formosat-2 images for crop water response heterogeneity monitoring at field scale. The methodology is applied to wheat and sunflower crops. We used a normalized surface temperature and the Green Area Index (GAI) variation to form a temporal trapezoid. A new index called RTVDI (Relative Temperature Vegetation Difference Index) allows us to carry out a ranking of fields. This ranking is used to identify groups of fields associated to different water supply limitations, which are linked to water storage and vertical hydraulic conductivity. The methodology seems to be promising in the context of the space missions Sentinel-2 in the optical domain and recent (ECOSTRESS) and future (TRISHNA) thermal infrared missions with high spatial and temporal resolution.

## KEYWORDS

Thermal infrared; temporal dynamics; surface temperature-vegetation index trapezoid; water supply limitation; wheat; sunflower; spatial heterogeneity

## 1. Introduction

Water budget studies relying on remote sensing data can make use of the Vegetation index (VI)-surface temperature (Ts) trapezoid method (Price 1990; Moran et al. 1994; Carlson 2007), which requires a thermal infrared (TIR) image and an optical visible image acquired simultaneously or at a short time interval. The VI-Ts datapoints take a trapezoid shape, in the hypothesis that extreme water statuses for minimum and maximum VI are represented in the studied zone. The VI usually used is the NDVI, however other VI exist (Bannari et al. 1995; Haboudane et al. 2004). The trapezoid is limited by an upper and lower limit respectively called dry-edge and wet-edge. The dry-edge is related to a radiative driven regime (Wendler and Eaton 1983) and minimum evapotranspiration flux caused by soil moisture values close to residual one for bare soil, or wilting point for plants. The wet-edge follows a hydric logic regime, which is associated with maximum surface evapotranspiration and a not limiting water supply.

The method has been used to multiple purposes. Directly, to estimate evapo-



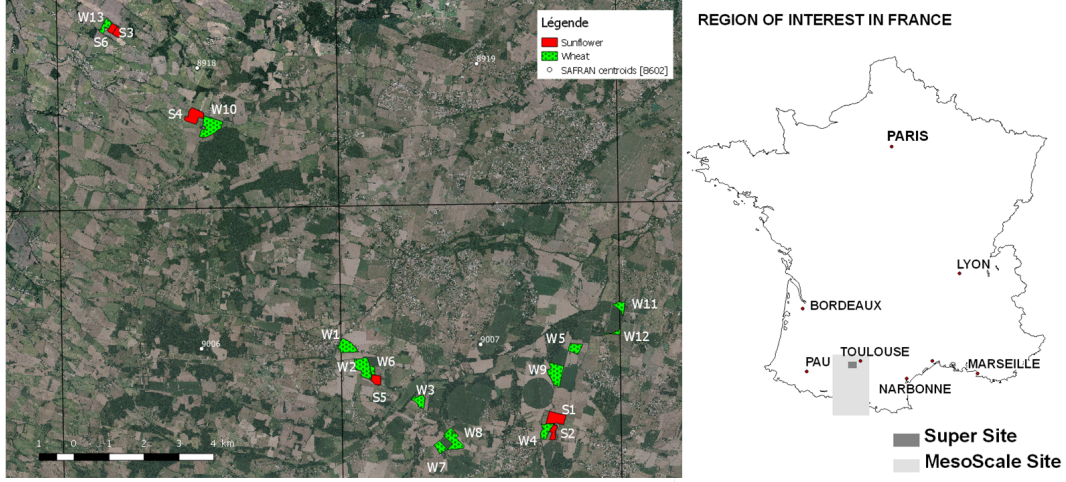
transpiration rates using a dryness index (TVDI) computed from the estimation of the dry and wet edges (Sandholt, Rasmussen, and Andersen 2002) or indirectly, to calibrate a Priestley-Taylor coefficient based on the trapezoid (Jiang and Islam 1999) or to run a SVAT model calibrated in saturated and dry soil to match the wet and dry edges observed (Gillies, Kustas, and Humes 1997). The method is mainly used instantaneously, the multi-date approach was limited to medium resolution sensors like MODIS or AVHRR (Minacapilli et al. 2016). New high resolution remote sensing platforms with high repetition rate, in the visible like Sentinel-2 (Martimor et al. 2007) or *Venus* micro-satellite mission (Ferrier et al. 2010) and in the thermal infrared domain like the recent ECOSTRESS mission (Fisher et al. 2015) or TRISHNA mission project (Lagouarde et al. 2018) are opening the possibility to monitor crop fields throughout the cultural cycle.

We aim to adapt the trapezoid method to catch water supply limitation variability between fields of the same crop. We define the water supply limitation as an overall property combining water storage and hydraulic conductivity. It is used to describe the overall limitation in order to inform or constrain surface modeling subject to equifinality purposes. This study focuses on two crops, wheat and sunflower, during the 2010 cultural year. We use a time series of TIR and visible images to build the VI-Ts trapezoid during the cultural cycle of each crop. The use of the trapezoid method as well as normalized temperature allows studying the temporal dynamics between fields with different VI, indicating variability in canopy cover and development.

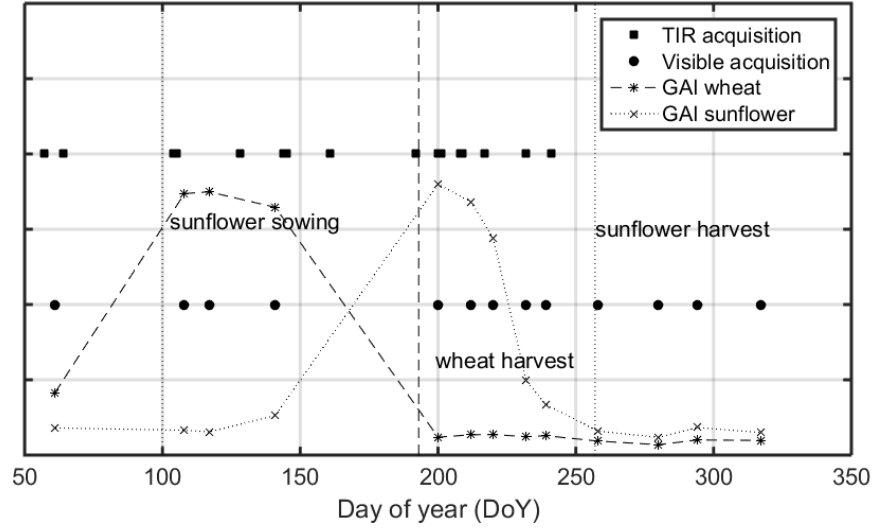
## 2. Study zone and dataset used

This work focuses on the study of two of the main rainfed crops in south-west France, wheat and sunflower (Figure 1). The dataset was acquired during the 2010 cultural year (Baup et al. 2012) and provides a time serie of both TIR and visible images associated with in-situ measurement of top soil moisture. All the studied fields are located east of Toulouse City, in a 15 by 15 km area ( $11^{\circ}11'3.4''\text{E}$  -  $43^{\circ}29'46.3''\text{N}$ ). The dataset comprises of 13 wheat fields, identified as W1 to W13, and 6 sunflower fields identified as S1 to S6. Wheat cultural cycle is considered from February 2010 to harvest, around day of year (DoY) 193. Sunflower was sowed around DoY 100 and harvested around DoY 256. Soil information is based on soil map realized by CESBio ([www.cesbio.ups-tlse.fr](http://www.cesbio.ups-tlse.fr)) using data from CACG (Compagnie d'Amenagement des Coteaux de Gascogne, [www.cacg.fr](http://www.cacg.fr)) and Chambre d'Agriculture 31 ([www.hautegaronne.chambre-agriculture.fr](http://www.hautegaronne.chambre-agriculture.fr)). Meteorological data were extracted from the SAFRAN reanalysis database (Quintana-Segui et al. 2008). We use air temperature and precipitation on the 8 by 8 km grid provided.

Remote sensing originates from 3 satellites: TIR images were acquired by LANDSAT 5 and 7 while visible images are from Formosat-2. After cloud masking, 11 TIR images were available over wheat cultural cycle and 14 over sunflower. The cultural cycle of wheat was sampled by 5 visible images and 9 for sunflower (Figure 2). All TIR images were corrected from atmospheric contribution and surface emissivity using the LANDARTs method (Tardy et al. 2016). It provides a final image with a 30 by 30 m pixel size. All remote sensing data were averaged at field scale.



**Figure 1.** Location of studied fields of wheat and sunflower



**Figure 2.** Chronogram of thermal infrared and visible remote sensing acquisition with Green Area Index (GAI) mean profiles of wheat and sunflower during the 2010 cultural cycle

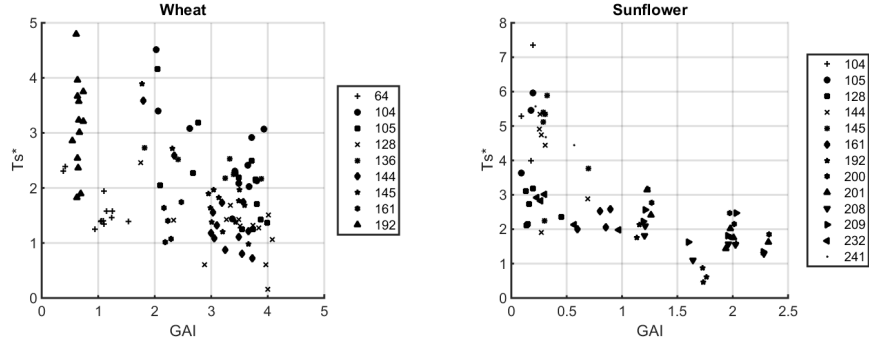
### 3. Temporal trapezoid method using multiple acquisitions during the cultural cycle

We study one crop at a time, as a consequence this limits the range of VI available at each acquisition. To cover the entire vegetation index space, we use multiple acquisitions during the entire cultural cycle (Figure 2). The trapezoid then allows us to compare fields with heterogeneous development by using an unique space space to describe all the surface statuses and a single referential for all acquisitions, unlike indices based on instantaneous methods.

It was first necessary to normalize  $T_s$  from seasonal variation with the difference between surface and air temperature (Moran et al. 1994; Boulet et al. 2007). Air temperature was averaged around the TIR acquisition with a 3 hours window. The spatial variability caused by SAFRAN data, as fields are located in two grids, is normalized by the air temperature. Our final temperature indicator is named  $T_s^*$ , see Equation (1), computed from the temperatures in K.

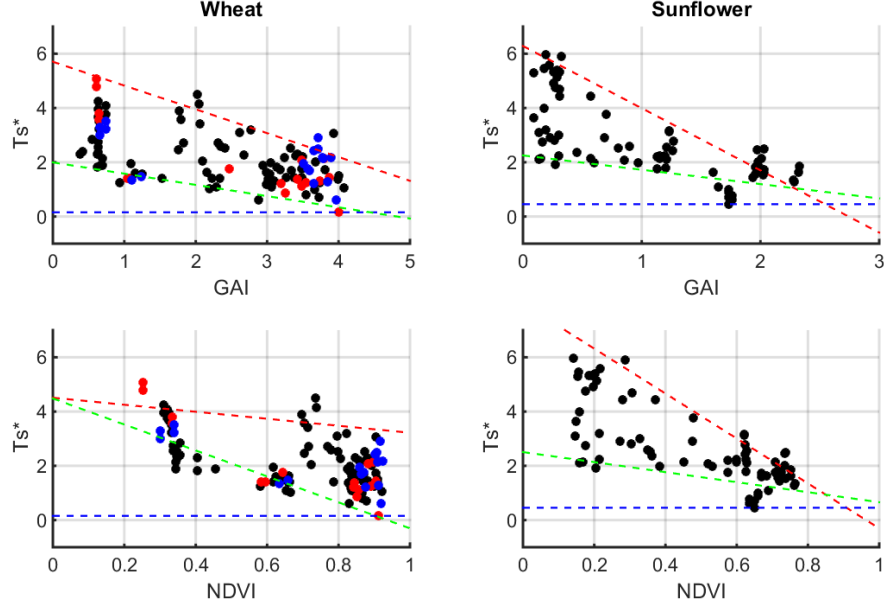
$$T_s^* = \frac{T_s - T_{air}}{T_{air}} \quad (1)$$

The vegetation index used is the Green Area Index (GAI). It is obtained from visible images using the BVNet inversion scheme (Bsaiibes et al. 2009). We chose this index instead of the NDVI because GAI provides a better variability during the growth stage of wheat especially. The trapezoid is constructed using the GAI- $T_s^*$  data over the cultural cycles. As the visible and thermal acquisitions are not always simultaneous, we use a linear interpolation of GAI. One trapezoid scatter-plot was obtained for each crop (Figure 3).



**Figure 3.** GAI- $T_s^*$  scatter-plots for wheat and sunflower during the 2010 cultural cycles

The definition of the dry-edge was realized using a linear regression on selected points. We used the maximum value within specified areas of GAI, 0.5 for wheat and 0.3 for sunflower. The slope of the dry-edge was  $-0.88$  percentage of  $T_s^*$  per unit of GAI, for wheat and  $-2.29$  for sunflower. The wet-edge was defined using the minimum  $T_s^*$  value as a constant (Figure 4). To describe and compare the water supply limitation of fields, we used an index based on the TVDI (Sandholt, Rasmussen, and Andersen 2002). We called it RTVDI, see Equation (2) for Relative Temperature Vegetation Difference Index. The original TVDI was used as an evapotranspiration proxy, we use the RTVDI only as a field water supply limitation indicator. A ranking between fields was realized using RTVDI values and is used to compare fields responses to water deficit and their evolution at each acquisition (Figure 5).



**Figure 4.** Temporal trapezoids for wheat and sunflower during the 2010 cultural cycles using GAI and NDVI. Dry-edge is red, flat wet-edge is blue and linear regressed wet-edge is green. Red dots represent fields W1 and W2. Blue dots represent fields W4 and W9

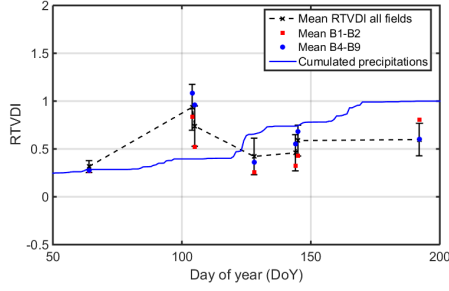
$$RTVDI = \frac{T_s^* - T_{wet-edge}^*}{T_{dry-edge}^* - T_{wet-edge}^*} \quad (2)$$

#### 4. Relation between ranked RTVDI and soil water supply limitation: the case of wheat

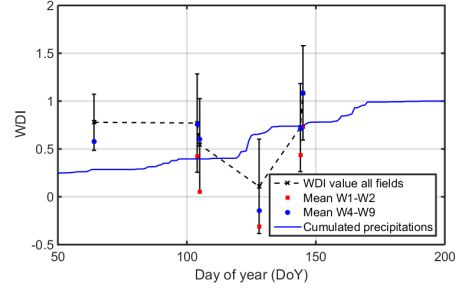
A ranking between fields was realized using RTVDI values and will be used to compare fields responses to water deficit and their evolution at each acquisition (Figure 5). The goal of this part is to study whether RTVDI rankings can be related to soil properties linked to a variation in water storage and hydraulic conductivity mainly determined by soil depth and clay percentage. We grouped fields based on the normalized RTVDI (Figure 5).

Two groups of fields can be distinguished W1-W2 and W4-W9. Fields W4 and W9 displayed a higher mean relative position, superior to 0.6, while fields B1 and B2 showed the opposite behaviour. Soil map indicated that depth was similar for all fields, at about 90 cm, but clay percentages are two times higher (over 30%) for fields W4 and W9 than for W1 and W2 (15%) (Figure 6). The discrepancy on clay percentage can explain the observed behaviours as it will limit easy access to water by the plant (Clapp and Hornberger 1978).

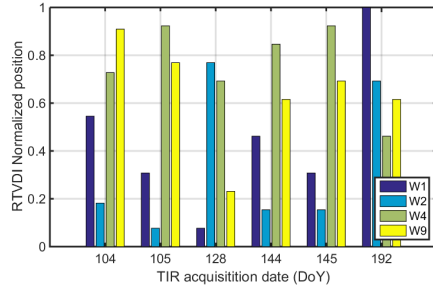
The ranks observed are however not maintained at two dates: DoY 128 and DoY



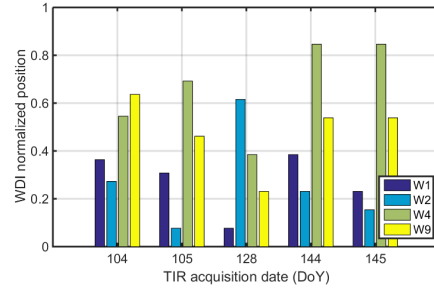
(a) RTVDI profile for wheat fields



(b) WDI profile for wheat fields



(c) RTVDI ranking for fields W1, W2, W4 and W9



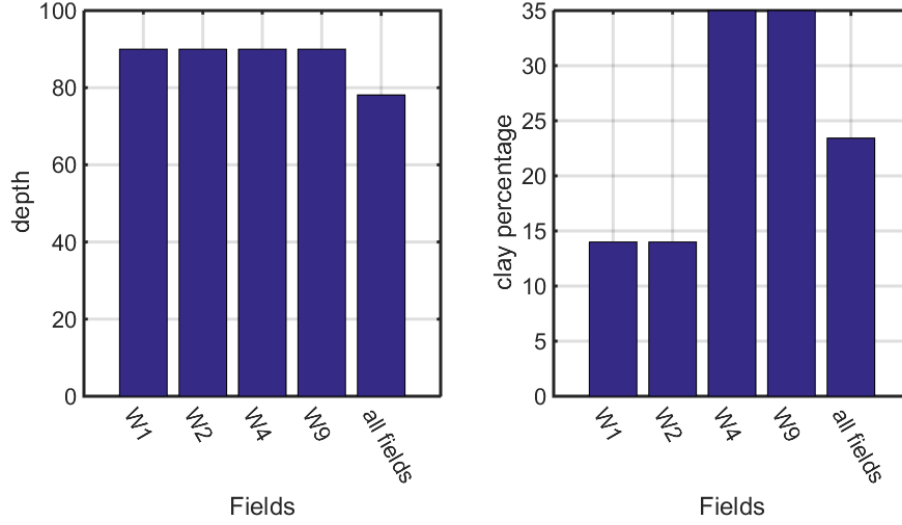
(d) WDI ranking for fields W1, W2, W4 and W9

**Figure 5.** RTVDI and WDI computed for 4 wheat fields (W1,W2,W4,W9) with precipitation profiles and normalized rankings based on RTVDI and WDI values

192. The observation on DoY 192 was one day before harvest, wheat is completely senescent and temperature variations are not linked to an access to water resource by the roots, the  $Ts^*$  is following a radiative logic. On the opposite, the DoY 128 acquisition was realised in the middle of the cultural cycle, just after a major precipitation event, 75 mm around DoY 120. The low RTVDI mean value for all fields in both cases indicates that water resource is not limiting.

Fields W1 and W2 also display a repeated behaviour, with W2 showing a ranking half the one displayed by W1. Soil characteristics are similar between both fields and a local variation in precipitation can be excluded as they are in the same location. It happened that the drainage at field W2 was plugged, which caused a higher soil moisture throughout the year and can explain the variation observed.

A comparison with the instantaneous Water Deficit Index (WDI) (Moran et al. 1994) was realised in order to evaluate the proposed RTVDI. Surface temperature for saturated and residual soil moisture content were simulated with a dual source SVAT model and used with the remote sensing data to compute the WDI (Figure 5). It is to note the agreement between the ranking from the model based WDI and the image based RTVDI on the selected period (maximal development and senescence). The RTVDI provides values with a lower standard deviation and a better reliability in the comparison between acquisition dates. Indeed, the trapezoid provides an unique temporal referential for all values and is independant from the ability of the model to simulate the temperature extremes on each date.



**Figure 6.** Depth and clay percentage of fields of interest and all fields from the soil maps

For sunflower data, the trapezoid was defined (Figure 3) but the RTVDI rankings showed no clear discrepancy between fields. The RTVDI values are close, this is probably linked to the low number of fields observed, 6, and the lack of variability in soil properties between fields.

## 5. Discussion on the method

In this part, we discuss some choices made for the definition of the trapezoid, whether all acquisitions date have to be included, how the wet edge can be defined and if the NDVI should have used instead of the GAI.

The definition of the dry-edge for wheat relied on the data acquired between DoY 104 and DoY 192, ignoring the first acquisition at DoY 64. When DoY 64 data was included, the dry edge showed a significantly lower slope which can be explained by two factors. First, data from DoY 64 was not representative of the dry edge, as its values were closer to the defined wet-edge, they did not represent the processes of the dry edge. Top soil moisture values were also high, with DoY 64 mean at 30% which is in the higher decile of top soil moisture observed during the year. This issue was amplified by the sampling of the cultural year. Lower values of GAI, between 0 and 2  $m^2/m^2$ , are mainly represented in the DoY 64 data, hence a disproportionate weight in the dry-edge.

A wet-edge defined by a linear regression on minimal values was tested (Figure 4). No significant variation on ranking with a constant wet-edge was found. Only fields showing RTVDI values closer than 0.05 switched ranking. This value could act as a threshold to compare changes in RTVDI values. We propose to use a wet-edge based on a constant value equal to zero as it theoretically represents a maximum evapotranspiration regime.

Finally, we computed RTVDI values based on the NDVI-Ts\* trapezoid (Figure 4). The RTVDI rankings show significant differences, 47%, with the GAI based one. Those differences are explained by the lower variability in RTVDI values. Most fields display less variation between RTVDI values than the 0.05 threshold previously identified. This low variability is caused by the lower variability of the NDVI compared to the GAI and the faster saturation of the index.

## 6. Conclusion and perspectives

To study the water supply limitation between fields of the same crop, we used a modified trapezoid method based on a temporal series of visible and thermal infrared remote sensing images. The fields were characterised using an index we called RTVDI. It allowed to compare fields for a single acquisition date and along the entire cultural cycle using only remote sensing images, as the referential is unique for all acquisitions. A comparison of the ranking based on the RTVDI allowed to relate the variation between fields to a change in soil clay percentage, which is an important parameter determining hydraulic conductivity.

Wheat showed that the RTVDI allowed us to identify variations in clay percentage between two groups of fields. A drainage anomaly was also detected between 2 of them. The observed variability was lower for sunflower, which can be explained by the low variability in the properties of observed fields. The characterisation of the trapezoid showed that a flat wet-edge was sufficient as long as a 5% sensitivity threshold on the RTVDI was respected. Even though the sampling of the dataset was low, the method has the potential to identify and exclude data not representative of the dry edge.

The methods could be expanded to different geographical areas, which would allow a comparison of the trapezoid defined, and mainly the dry-edge slope (wheat :  $-0.88$  percentage of Ts\* per unit of GAI; sunflower :  $-2.29$  percentage of Ts\* per unit of GAI).

Those preliminary results encourage us to make use of the new high spatial and temporal resolution sensors, Sentinel-2, ECOSTRESS, LANDSAT and TRISHNA. The use of this new data could be used to monitor agricultural fields at different managing scales (irrigation perimeter, agricultural watershed, agricultural cooperatives). A possible use for intra-field characterisation using very high resolution images, from UAVs for instance, could also be possible.

## Acknowledgements

This work was funded by a PhD grant from the French Ministre de l'Enseignement supérieur et de la Recherche. The authors would like to thank Meteo-france for providing SAFRAN meteorological data, Frederic Baup for the shapefiles and soil moisture measurements, as well as I Sandholt for her work over the TVDI which inspired this study.

## References

- Bannari, A, D Morin, F Bonn, and AR Huete. 1995. "A review of vegetation indices." *Remote sensing reviews* 13 (1-2): 95–120.
- Baup, Frdric, Remy Fieuzal, Claire Marais-Sicre, Jean-Francois Dejoux, Valrie Le Dantec, Patrick Mordelet, Martin Claverie, Olivier Hagolle, Ana Lopes, and Pascal Keravec. 2012. "MCM'10: An experiment for satellite multi-sensors crop monitoring from high to low resolution observations." In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, 4849–4852. IEEE.
- Boulet, Gilles, Abdelghani Chehbouni, P. Gentine, Benot Duchemin, J. Ezzahar, and R. Hadria. 2007. "Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference." *Agricultural and Forest Meteorology* 146 (3): 159–172.
- Bsaibes, Aline, Dominique Courault, Frdric Baret, Marie Weiss, Albert Oliso, Frdric Jacob, Olivier Hagolle, Olivier Marloie, Nadine Bertrand, and Vronique Desfond. 2009. "Albedo and LAI estimates from FORMOSAT-2 data for crop monitoring." *Remote sensing of environment* 113 (4): 716–729.
- Carlson, Toby. 2007. "An overview of the" triangle method" for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery." *Sensors* 7 (8): 1612–1629.
- Clapp, Roger B, and George M Hornberger. 1978. "Empirical equations for some soil hydraulic properties." *Water resources research* 14 (4): 601–604.
- Ferrier, Pierric, Philippe Crebassol, Grard Dedieu, Olivier Hagolle, Aim Meygret, Francesc Tinto, Yoram Yaniv, and Jacob Herscovitz. 2010. "VENS (Vegetation and environment monitoring on a new micro satellite)." 3736–3739. IEEE.
- Fisher, JB, SJ Hook, RG Allen, MC Anderson, AN French, C Hain, GC Hulley, and EF Wood. 2015. "ECOSTRESS: NASA'S Next-Generation Mission to Measure Evapotranspiration from the International Space Station." .
- Gillies, RR, WP Kustas, and KS Humes. 1997. "A verification of the'triangle'method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface e." *International journal of remote sensing* 18 (15): 3145–3166.
- Haboudane, Driss, John R Miller, Elizabeth Pattey, Pablo J Zarco-Tejada, and Ian B Strachan. 2004. "Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: Modeling and validation in the context of precision agriculture." *Remote sensing of environment* 90 (3): 337–352.
- Jiang, Le, and Shafiqul Islam. 1999. "A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations." *Geophysical research letters* 26 (17): 2773–2776.
- Lagouarde, J-P, BK Bhattacharya, P Crbassol, P Gamet, SS Babu, G Boulet, X Briottet, KM Buddhiraju, S Cherchali, and I Dadou. 2018. "The Indian-French Trishna Mission: Earth Observation in the Thermal Infrared with High Spatio-Temporal Resolution." 4078–4081. IEEE.
- Martimor, P, Olivier Arino, Michael Berger, Roberto Biasutti, Bernardo Carnicero, Umberto Del Bello, Valrie Fernandez, Ferran Gascon, Pierluigi Silvestrin, and Franois Spoto. 2007. "Sentinel-2 optical high resolution mission for GMES operational services." 2677–2680. IEEE.
- Minacapilli, Mario, Simona Consoli, Daniela Vanella, Giuseppe Ciraolo, and Antonio Motisi. 2016. "A time domain triangle method approach to estimate actual evapotranspiration: Application in a Mediterranean region using MODIS and MSG-SEVIRI products." *Remote sensing of environment* 174: 10–23.
- Moran, M. S., T. R. Clarke, Yoshio Inoue, and A. Vidal. 1994. "Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index." *Remote sensing of environment* 49 (3): 246–263.
- Price, John C. 1990. "Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration." *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 28 (5): 940–948.



- Quintana-Segui, Pere, Paul Le Moigne, Yves Durand, Eric Martin, Florence Habets, Martine Baillon, Claire Canellas, Laurent Franchisteguy, and Sophie Morel. 2008. "Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France." *Journal of applied meteorology and climatology* 47 (1): 92–107.
- Sandholt, Inge, Kjeld Rasmussen, and Jens Andersen. 2002. "A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status." *Remote Sensing of environment* 79 (2): 213–224.
- Tardy, Benjamin, Vincent Rivalland, Mireille Huc, Olivier Hagolle, Sebastien Marcq, and Gilles Boulet. 2016. "A Software Tool for Atmospheric Correction and Surface Temperature Estimation of Landsat Infrared Thermal Data." *Remote Sensing* 8 (9): 696.
- Wendler, G, and F Eaton. 1983. "On the desertification of the Sahel zone." *Climatic Change* 5 (4): 365–380.



# Liste des symboles

$\epsilon_{IRT}$	Emissivité de la surface pour le domaine infrarouge thermique
$\epsilon_{rad}$	Permittivité diélectrique de la surface
$\sigma^0$	Coefficient de rétrodiffusion
dp2	Variable de profondeur de la zone racinaire
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETR	Evapotranspiration réelle
G	Flux de conduction dans le sol
GAI	Green Area Index
H	Flux de chaleur sensible
IRT	Infrarouge thermique
ksat	Variable de conductivité hydraulique à saturation
LE	Flux de chaleur latente
LEp	Flux de chaleur latente potentiel
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
Rg	Rayonnement global
Rn	Rayonnement net à la surface
RTVDI	Relative Temperature Vegetation Difference Index
SAR	Radar à synthèse d'ouverture
SEtHyS	Suivi de l'Etat Hydrique des Sols
TOA	Température Top Of Atmosphere
TOC	Température Top Of Canopy
Ts	Température de surface
w0	Valeur d'initialisation de l'humidité de la couche superficielle de sol
w2	Valeur d'initialisation de l'humidité de la zone racinaire



# Table des figures

1	Représentation simplifiée du cycle de l'eau <i>source : ESA</i> . . . . .	10
2	Estimation des précipitations annuelles et de la répartition suivant l'évapotranspiration, l'écoulement et le stockage de l'eau. Les grandeurs sont exprimées en $10^3 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ pour les surfaces continentales <i>source : NASA Goddard/Conceptual Image Lab</i> d'après [Rodell et al., 2015] . . . . .	11
3	Périmètre du bassin versant Adour Garonne <i>source : Agence de l'eau Adour Garonne</i> . . . . .	14
1.1	Fenêtres atmosphériques <i>Source : Wikipédia</i> . . . . .	20
1.2	Schéma de principe de la télédétection visible . . . . .	23
1.3	Bandes spectrales utilisées par Sentinel 2 . . . . .	23
1.4	Bandes spectrales utilisées par les différents satellites LANDSAT <i>source : USGS</i> . . . . .	24
1.5	Propriétés de réflectance de la végétation à l'origine du red-edge <i>source : www.eumetrain.org/</i> . . . . .	25
1.6	Variation de la réflectance spectrale pour une plante verte et une plante sèche <i>source : [Clark, 1999]</i> . . . . .	27
1.7	Contributions du sol et de l'atmosphère au flux thermique mesuré par l'instrument . . . . .	29
1.8	Schéma de principe illustrant la construction d'une antenne synthétique avec un instrument radar . . . . .	34
1.9	Polarisation verticale et horizontale utilisées pour la télédétection radar <i>source : [Richards, 2009]</i> . . . . .	36
1.10	Modes d'acquisitions de l'instrument C-SAR embarqué dans Sentinel-1 <i>source : ESA</i> . . . . .	36
1.11	Sensibilité du signal radar aux paramètres de la surface . . . . .	38
1.12	Différence entre évapotranspiration potentielle climatique calculée à partir de données météo et évapotranspiration réelle mesurée sur un site instrumenté . . . . .	40
1.13	Composantes terrestres et atmosphériques du bilan d'eau <i>source : ESA</i> . . . . .	41
1.14	Schéma de principe du bilan d'énergie de la surface pour une période diurne. . . . .	42
1.15	Représentation des flux avec analogie résistive, comme utilisée dans le modèle SETHYS . . . . .	43
1.16	Détermination de l'albédo du sol (albsim) pour la valeur d'humidité de surface au moment de la simulation (wsim). Les bornes extrêmes (albsec, winf) et (albhum, wsup) sont des paramètres du modèle. . . . .	43
1.17	Effet de la correspondance des paramètres du modèle à la surface simulée sur le flux LE <i>source [Bigéard, 2014]</i> . Les résultats sont donnés pour différents stades de développement de la végétation et en une utilisant une jeu de paramètre de moins en moins adapté (d'optimal à non adapté à la culture et la phénologie) . . . . .	47
2.1	Localisation de l'ensemble des parcelles étudiées au cours de la Campagne MCM'10 . . . . .	50
2.2	Plan d'observation de Sentinel 1 pour l'année 2018 <i>Source : ESA</i> . . . . .	52

2.3	Effet des jours de gel (jours 74 et 75) sur les coefficient de rétro-diffusion radar bande-C observée sur les parcelles de blé, en polarisation VV . . . . .	53
2.4	Position des parcelles de blé et de tournesol suivies de manière quantitative au cours de l'année 2010 . . . . .	55
2.5	Profil d'humidité de surface (0-5 <i>cm</i> ) pour les parcelles de blé étudiées au cours de l'année 2010	57
2.6	Profil d'humidité de surface (0-5 <i>cm</i> ) pour les parcelles de tournesol étudiées au cours de l'année 2010 . . . . .	57
2.7	Profil des mesures in-situ de hauteur sur le blé au cours de l'année 2010 . . . . .	58
2.8	Profil des mesures in-situ de hauteur sur le tournesol au cours de l'année 2010 . . . . .	58
2.9	Valeur du pourcentage d'argile moyennée à la parcelle pour les mesures terrain (prélèvement de 25 <i>cm</i> <sup>3</sup> de sol sur 5 cm de profondeur) effectuées au cours de la campagne MCM'10 . . . .	59
2.10	Profil temporel de l'humidité sur le site flux d'Auradé (B10) à 4 profondeurs (la date de récolte est matérialisée par la barre rouge) . . . . .	60
2.11	Profils temporels de flux de chaleur latente (LE) et de chaleur sensible (H) pour la parcelle d'Auradé au cours de l'année 2010. Les valeurs correspondent à la moyenne des mesures entre 8h et 18. . . . .	60
2.12	Profil temporel de rayonnement net sur la parcelle instrumentée d'Auradé. Les valeurs correspondent à la moyenne journalière entre 8h et 18h. . . . .	61
2.13	Profil temporel de flux de conduction dans le sol sur la parcelle instrumentée d'Auradé. Les valeurs correspondent à la moyenne journalière entre 8h et 18h. . . . .	62
2.14	Profil temporel de la valeur de fermeture du bilan d'énergie, en pourcentage, au cours de l'année 2010 sur la parcelle flux d'Auradé. . . . .	62
2.15	Profils temporel des variables météo acquises par la station d'Auradé au cours de l'année 2010	63
2.16	Profils temporels du GAI issu de Formosat-2 pour le blé au cours de l'année culturale 2010 .	65
2.17	Profil temporel du GAI issu de Formosat-2 pour le tournesol au cours de l'année culturale 2010	66
2.18	Profil temporel du NDVI issu de Formosat-2 pour le blé au cours de l'année culturale 2010 .	67
2.19	Profil temporel du NDVI issu de Formosat-2 pour le tournesol au cours de l'année culturale 2010 . . . . .	67
2.20	Comparaison des précipitations cumulées (en mm) mesurées par la station du site instrumenté d'Auradé et obtenue avec les réanalyses SAFRAN . . . . .	69
2.21	Effet de la défaillance du SLC sur images LANDSAT 7. Les bandes noires sont filtrées par l'algorithme. . . . .	70
2.22	Carte de profondeur des sols sur la zone d'étude . . . . .	73
2.23	Carte du pourcentage en argile de sols sur la zone d'étude . . . . .	74
2.24	Valeur du pourcentage d'argile à la parcelle extraite de la carte des sols et issue des prélèvements de la campagne MCM'10 . . . . .	74
3.1	Schéma de principe illustrant l'évolution des contributions de l'humidité de surface et de la végétation au $\sigma^0$ radar pendant le cycle cultural (en considérant la rugosité du sol comme fixe pendant le cycle cultural . . . . .	76
3.2	Profil temporel moyen du coefficient de rétro-diffusion moyen pour les 4 polarisations sur l'ensemble des parcelles de blé observées . . . . .	78

3.3	Profil temporel du coefficient de rétro-diffusion moyen pour les 4 polarisations sur l'ensemble des parcelles de tournesol observées . . . . .	79
3.4	Coefficients de corrélation entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour l'ensemble des parcelles de blé observées lors de la campagne . . . . .	83
3.5	Régressions linéaires entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et humidités de surface pour les parcelles de blé observées sous 4 polarisations . . . . .	84
3.6	Regression linéaire entre le rapport de polarisation VV/HH et l'humidité de surface pour les parcelles de blé . . . . .	84
3.7	Évolution de la p-valeur entre les données radar Bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de blé en 2010 . . . . .	85
3.8	Grandeurs de la régression linéaire entre coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et humidités de surface pour les parcelles de blé . . . . .	86
3.9	Coefficient de corrélation et p-valeur entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol . . . . .	87
3.10	Coefficient de corrélation et P-valeur entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour la série d'acquisitions au cours de l'année 2010 . . . . .	88
3.11	Coefficient de détermination et pente des régressions entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour la série d'acquisitions au cours de l'année 2010 . . . . .	89
3.12	Régressions linéaires entre le GAI et le rapport de polarisation VV/HH pour les jours 61 et 108 . . . . .	92
3.13	Coefficient de corrélation entre le GAI et $\sigma^0$ radar bande-C pour l'ensemble du cycle cultural du blé . . . . .	93
3.14	Régression linéaires entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et GAI pour les parcelles de blé observées sous 4 polarisations pour l'ensemble du cycle cultural, sans critère sur l'humidité de surface . . . . .	94
3.15	Régression linéaires entre les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH et GAI pour les parcelles de blé pour l'ensemble du cycle cultural . . . . .	95
3.16	Coefficient de corrélation entre le GAI et $\sigma^0$ radar bande-C cumulant les acquisitions . . . . .	95
3.17	Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régression avec prise en compte progressive des acquisitions . . . . .	96
3.18	Coefficient de corrélation entre le GAI et les rapports de polarisation radar bande-C (VV/HH et VV/VH) en prenant en compte la succession d'acquisitions . . . . .	96
3.19	Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régression dans le cas des rapports de polarisation avec prises en compte progressive des acquisitions . . . . .	97
3.20	Coefficient de corrélation entre le GAI et $\sigma^0$ radar bande-C pour l'ensemble du cycle cultural du tournesol . . . . .	98
3.21	Régression linéaire entre l'ensemble des coefficients de rétro-diffusion et GAI pour les parcelles de tournesol observées sous 4 polarisations pour l'ensemble du cycle cultural, sans critère sur l'humidité de surface . . . . .	99
3.22	Regression linéaire entre le rapport de polarisation VV/VH et le GAI pour les parcelles de tournesol, sans critère sur l'humidité de surface . . . . .	100

3.23	Valeurs des coefficients de corrélation et des p-valeur obtenues pour les régression avec prises en compte cumulée des acquisitions pour un couvert de tournesol . . . . .	100
3.24	Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régression avec prises en compte cumulée des acquisitions pour un couvert de tournesol . . . . .	101
3.25	P-valeur obtenues pour les corrélations entre les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH et la GAI pour un couvert de tournesol. . . . .	101
3.26	Valeurs des coefficients de détermination et des pentes obtenues pour les régressions avec prise en compte cumulée des acquisitions. . . . .	102
4.1	Variation de la température moyenne journalière de surface in-situ au cours de l'année pour la parcelle B10 . . . . .	107
4.2	Profils de température de la température de surface ( $T_s$ ) et de la différence avec la température de l'air ( $T_s - T_a$ ) illustrant l'effet de l'utilisation de la différence entre température de surface et température de l'air sur le profil temporel de mesures de télédétection IRT (b). L'augmentation de $T_s$ (a) lié aux saisons est atténuée. . . . .	107
4.3	Nuage de points des valeurs de flux d'évapotranspiration réelle et potentielle sur la parcelle B10 avant filtrage. . . . .	109
4.4	Nuage de points $CWSI - T_s^*$ sur la parcelle B10 avec ajustement exponentiel. . . . .	110
4.5	Profils temporels de $T_s^*$ moyen et écart type pour les cultures de blé et de tournesol . . . . .	111
4.6	Calcul du TVDI à partir de l'espace $T_s$ -NDVI <i>source : [Sandholt et al., 2002]</i> . . . . .	112
4.7	Nuages de points $T_s^*$ -GAI obtenus pour les cultures de blé et de tournesol au cours de l'année 2010 . . . . .	114
4.8	Détermination du bord sec et du bord humide pour les trapèzes associés au blé et au tournesol	115
4.9	Bord-sec obtenus par régressions sur le blé dans le cas ou les données acquises au jour 64 ne sont pas prise en compte et dans le cas ou elles le sont . . . . .	116
4.10	Profil temporel du RTVDI pour chaque parcelle de blé et de tournesol au cours de l'année 2010	117
4.11	Profils moyens et écart-type de RTVDI pour l'ensemble des parcelles de blé et de tournesol au cours de l'année 2010 . . . . .	117
4.12	Classements basés sur le RTVDI pour deux groupes de parcelles B1 et B2 et B4 et B9 . . . . .	118
4.13	Propriétés de sol pour les 4 parcelles de blé d'intérêt et valeurs moyenne pour l'ensemble des parcelles de blé . . . . .	119
4.14	Nuage de points et bords sec et humides définis dans l'espace $T_s^*$ -NDVI . . . . .	120
4.15	Nuage de points des RTVDI obtenus pour le blé et le tournesol pour des trapèzes basé sur le GAI et sur le NDVI. . . . .	121
4.16	Scatter-plot des RTVDI obtenus pour le blé et le tournesol dans les cas avec un bord-humide plat et un bord-humide déterminé par régression. . . . .	122
5.1	Profil moyen de GAI du blé et du tournesol et périodes de simulations SETHyS . . . . .	129
5.2	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). . . . .	133



5.3	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). . . . .	134
5.4	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10 en utilisant 3 indices de végétation. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec le GAI, en vert le cas avec LAI et en jaune le cas avec le PAI. . . . .	136
5.5	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour la parcelle B10 en utilisant 3 indices de végétation. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec le GAI, en vert le cas avec LAI et en jaune le cas avec le PAI. . . . .	137
5.6	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec les données safran et en bleu clair le cas avec les données station. . . . .	138
5.7	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10). En bleu foncé le cas avec les données safran et en bleu clair le cas avec les données station. . . . .	139
5.8	Code couleur utilisé pour les sorties de simulation sur le blé. . . . .	141
5.9	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	142
5.10	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	143
5.11	Trapèze Ts*-GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide. Les points rouges correspondent aux dates d'acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates. . . . .	144
5.12	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120 avec modulation de la profondeur de la zone racinaire. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	146
5.13	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160 avec modulation de la profondeur de la zone racinaire. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	147
5.14	Trapèze Ts*-GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide dans le cas d'une simulation avec modulation de la profondeur. Les points rouges correspondent aux dates d'acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates. . . . .	148

5.15	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 2 cas extrêmes de modulation du Ksat sur la parcelle B10 pour la première période de simulation. En vert, le cas $Ksat = 1.10^{-6} ms^{-1}$ et en orange le cas $Ksat = 1.10^{-8} ms^{-1}$ . . . . .	149
5.16	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 2 cas extrêmes de modulation du Ksat sur la parcelle B10 pour la seconde période de simulation. En vert, le cas $Ksat = 1.10^{-6} ms^{-1}$ et en orange le cas $Ksat = 1.10^{-8} ms^{-1}$ . . . . .	149
5.17	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 98-120 avec modulation du contenu en eau à l'initialisation. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	151
5.18	Flux d'énergie, température de surface et humidité de la zone racinaire pour les 13 parcelles de blé. Simulation SETHyS sur la période DoY 141-160 avec modulation du contenu en eau à l'initialisation. Les traits noirs correspondent aux mesures de la station de la parcelle instrumentée d'Auradé (B10) . . . . .	152
5.19	Trapèze Ts*-GAI pour les acquisitions (noir) avec bord-sec et bord-humide dans le cas d'un simulation avec modulation de la profondeur et de l'humidité de sol à l'initialisation. Les points rouges correspondent aux dates d'acquisitions contenues dans la période simulée et les points bleus aux sorties de simulations à ces mêmes dates. . . . .	152
5.20	Classement de 4 parcelles de blé (B1, B2, B4 et B9) sur la base du RTVDI. EN violet les classements observés pour les acquisitions de télédétection, en bleu les classements des simulations de référence, en vert ceux des simulations avec modulation de la profondeur et en jaune ceux des simulations avec modulation de la profondeur et de l'humidité de sol. . . . .	154
A.1	Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de blé . . . . .	164
A.2	Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre les rapports de polarisation radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de blé . . . . .	164
A.3	Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol . . . . .	165
A.4	Coefficient de corrélation et p-value obtenue entre le coefficient de rétro-diffusion radar bande-C et l'humidité de surface pour les parcelles de tournesol pour les rapports de polarisation VV/HH et VV/VH . . . . .	165
A.5	Coefficient de corrélation et P-valeur entre GAI et coefficient de rétro-diffusion radar bande-C pour les parcelles de blé à chaque acquisition . . . . .	167
A.6	Régressions linéaires entre le GAI et le rapport de polarisation VV/HH pour les jours 61 et 108167	
A.7	Coefficient de corrélation et P valeur entre le $\sigma^0$ radar bande-C et le GAI pour les parcelles de tournesol . . . . .	168

# Liste des tableaux

1.2	Caractéristique de plusieurs satellites visible haute résolution . . . . .	26
1.3	Instruments de télédétection satellite infrarouge thermique haute résolution . . . . .	30
1.4	Caractéristiques d'instruments radar satellites . . . . .	37
2.1	Nombres d'images radar par satellite pour la campagne MCM'10 . . . . .	51
2.2	Date de semis et de récolte pour les parcelles de blés suivies au cours de la campagne MCM'10	56
2.3	Date de semis et de récolte pour les parcelles de tournesol suivies au cours de la campagne MCM'10 . . . . .	56
2.4	Classes de sol définies suivant les tailles de particules . . . . .	56
2.5	Comparaison des données météo des stations des parcelles instrumentées d'Auradé et de La- masquère au cours de l'année 2010 . . . . .	64
2.6	Comparaison des grandeurs SAFRAN de la maille 8918 et des données de la station météo d'Auradé . . . . .	68
2.7	Fichiers et produits en sortie de la chaîne LANDARTs . . . . .	70
2.8	Résumé des données de télédétection utilisées pour les travaux de thèse . . . . .	72
3.1	Jour d'acquisition des couples de données utilisées pour l'étude de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma^0$ radar bande-C à l'humidité de surface (TSM) . . . . .	80
3.2	Dates d'acquisition utilisées pour le GAI et le radar . . . . .	81
3.3	Dates des acquisitions/mesures décrivant la végétation sur la période DoY 105-DoY 122 . . .	86
3.4	Grandeurs de végétation pour le blé à proximité des jours 105 et 122 . . . . .	87
3.5	Dates des acquisitions/mesures décrivant la végétation sur la période DoY 163-DoY 174 . . .	89
3.6	Grandeurs de végétation pour le blé à proximité des jours 162 et 174 . . . . .	90
4.1	Coefficients de détermination obtenus pour les ajustements sur le nuage de points $Ts^* - CWSI$ avec différents seuils sur la valeur de CWSI. . . . .	110
4.2	Bords sec et humides définis pour le blé et le tournesol . . . . .	115
4.3	Bords sec et humides définis pour le blé et le tournesol dans le cas d'une utilisation du NDVI	121
4.4	Régressions calculées entre le RTVDI déterminé à partir du NDVI et celui calculé à partir du GAI. . . . .	121
4.5	Bords sec et humides définis par régression pour le blé et le tournesol dans le cas d'une utili- sation du GAI. . . . .	122

4.6	Régressions calculées entre le RTVDI déterminé avec un bord-humide plat et par régression linéaire sur les valeurs minimales de $Ts^*$ . . . . .	122
5.1	Localisation des parcelles étudiées dans la grille SAFRAN . . . . .	127
5.2	Gamme de variation des paramètres du modèle SETHyS. . . . .	132
5.3	Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 98-120. . . . .	133
5.4	Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 141-160. . . . .	133
5.5	Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 98-120 dans le cas $dp2 = 75\text{ cm}$ . . . . .	135
5.6	Biais, RMSE et régression entre simulations et mesures in-situ dans le cas de la parcelle B10 pour la période DoY 141-160 dans le cas $dp2 = 75\text{ cm}$ . . . . .	135
5.7	RMSD entre les sorties de modèle utilisant le GAI, le LAI et le PAI comme indice de végétation. La simulation est effectuée du jour 98 au jour 120. . . . .	136
5.8	RMSD entre les sorties de modèle utilisant le GAI, le LAI et le PAI comme indice de végétation. La simulation est effectuée du jour 141 au jour 160. . . . .	137
5.9	Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la première période de simulation du blé. Avec la météo SAFRAN . . . . .	139
5.10	Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la première période de simulation du blé. Avec la météo de la station. . . . .	139
5.11	Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la seconde période de simulation du blé. Avec la météo SAFRAN . . . . .	140
5.12	Biais, RMSE et régression entre les grandeurs de sortie de modèle et les mesures in-situ pour la seconde période de simulation du blé. Avec la météo station . . . . .	140
5.13	RMSD entre les flux LE, H ainsi que la température de surface ( $Ts$ ) en sortie du modèle SETHyS pour des simulations pilotées par la météo SAFRAN ou de la station météo installée sur la parcelle. . . . .	140
5.14	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120 . . . . .	143
5.15	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 141 et le jour 160 . . . . .	144
5.16	Profondeurs utilisés pour les simulations par parcelles. . . . .	146
5.17	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire. . . . .	147
5.18	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 141 et le jour 160, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire. . . . .	148
5.19	Valeurs de Ksat testées sur la parcelle B10. . . . .	148
5.20	RMSD entre les simulations effectuées sur le blé pour les deux périodes de culture avec les valeurs de Ksat limite issues de l'étalonnage du modèle. . . . .	150

5.21	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 98 et le jour 120, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire et de l'humidité initiale de sol. . . . .	151
5.22	RMSD maximal observé entre les parcelles de blé pour la simulation SETHyS entre le jour 141 et le jour 160, dans le cas d'une modulation de la profondeur de la zone racinaire et de l'humidité initiale de sol. . . . .	151



# Bibliographie

- [Agam et al., 2007] Agam, N., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Li, F., and Neale, C. M. (2007). A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. *Remote Sensing of Environment*, 107(4) :545–558.
- [Alderfasi and Nielsen, 2001] Alderfasi, A. A. and Nielsen, D. C. (2001). Use of crop water stress index for monitoring water status and scheduling irrigation in wheat. *Agricultural water management*, 47(1) :69–75.
- [Allen et al., 1998] Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9) :D05109.
- [Amazirh et al., 2018] Amazirh, A., Merlin, O., Er-Raki, S., Gao, Q., Rivalland, V., Malbeteau, Y., Khabba, S., and Escorihuela, M. J. (2018). Retrieving surface soil moisture at high spatio-temporal resolution from a synergy between Sentinel-1 radar and Landsat thermal data : A study case over bare soil. *Remote sensing of environment*, 211 :321–337.
- [Ameline et al., 2018] Ameline, M., Fieuzal, R., Betbeder, J., Berthoumieu, J.-F., and Baup, F. (2018). Estimation of corn yield by assimilating SAR and optical time series into a simplified agro-meteorological model : From diagnostic to forecast. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 11(12) :4747–4760.
- [Attema and Ulaby, 1978] Attema, E. and Ulaby, F. T. (1978). Vegetation modeled as a water cloud. *Radio science*, 13(2) :357–364.
- [Baghdadi et al., 2007] Baghdadi, N., Aubert, M., Cerdan, O., Franchistéguy, L., Viel, C., Eric, M., Zribi, M., and Desprats, J. F. (2007). Operational mapping of soil moisture using synthetic aperture radar data : application to the Touch basin (France). *Sensors*, 7(10) :2458–2483.
- [Baghdadi et al., 2009] Baghdadi, N., Boyer, N., Todoroff, P., El Hajj, M., and Bégué, A. (2009). Potential of SAR sensors TerraSAR-X, ASAR/ENVISAT and PALSAR/ALOS for monitoring sugarcane crops on Reunion Island. *Remote sensing of environment*, 113(8) :1724–1738.
- [Baghdadi et al., 2008] Baghdadi, N., Cerdan, O., Zribi, M., Auzet, V., Darboux, F., El Hajj, M., and Kheir, R. B. (2008). Operational performance of current synthetic aperture radar sensors in mapping soil surface characteristics in agricultural environments : application to hydrological and erosion modelling. *Hydrological Processes*, 22(1) :9–20.
- [Balenzano et al., 2011] Balenzano, A., Mattia, F., Satalino, G., and Davidson, M. W. (2011). Dense temporal series of C-and L-band SAR data for soil moisture retrieval over agricultural crops. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2) :439–450.

- [Bannari et al., 1995] Bannari, A., Morin, D., Bonn, F., and Huete, A. (1995). A review of vegetation indices. *Remote sensing reviews*, 13(1-2) :95–120.
- [Baret et al., 2007] Baret, F., Hagolle, O., Geiger, B., Bicheron, P., Miras, B., Huc, M., Berthelot, B., Niño, F., Weiss, M., and Samain, O. (2007). LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION : Part 1 : Principles of the algorithm. *Remote sensing of environment*, 110(3) :275–286.
- [Barrett and Renzullo, 2009] Barrett, D. J. and Renzullo, L. J. (2009). On the efficacy of combining thermal and microwave satellite data as observational constraints for root-zone soil moisture estimation. *Journal of hydrometeorology*, 10(5) :1109–1127.
- [Bastidas et al., 1999] Bastidas, L. A., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Shuttleworth, W. J., and Yang, Z. L. (1999). Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D16) :19481–19490.
- [Baup et al., 2011] Baup, F., Fieuzal, R., and Marais-Sicre, C. (2011). Rapport de mission : MCM’10 Experiment. Rapport de mission.
- [Baup et al., 2012] Baup, F., Fieuzal, R., Marais-Sicre, C., Dejoux, J.-F., Le Dantec, V., Mordelet, P., Claverie, M., Hagolle, O., Lopes, A., and Keravec, P. (2012). MCM’10 : An experiment for satellite multi-sensors crop monitoring from high to low resolution observations. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, pages 4849–4852. IEEE.
- [Beniston et al., 2007] Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., and Koffi, B. (2007). Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections. *Climatic change*, 81(1) :71–95.
- [Berk et al., 2005] Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Bernstein, L. S., Muratov, L., Lee, J., Fox, M., Adler-Golden, S. M., Chetwynd, J. H., and Hoke, M. L. (2005). MODTRAN 5 : a reformulated atmospheric band model with auxiliary species and practical multiple scattering options : update. volume 5806, pages 662–668. International Society for Optics and Photonics.
- [Bhumralkar, 1975] Bhumralkar, C. M. (1975). Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14(7) :1246–1258.
- [Bigeard, 2014] Bigeard, G. (2014). *Estimation spatialisée de l’évapotranspiration à l’aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions*. PhD thesis.
- [Bigeard et al., 2019] Bigeard, G., Coudert, B., Chirouze, J., Er-Raki, S., Boulet, G., Ceschia, E., and Jarlan, L. (2019). Ability of a soil-vegetation-atmosphere transfer model and a two-source energy balance model to predict evapotranspiration for several crops and climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(12) :5033–5058.
- [Blackadar, 1976] Blackadar, A. K. (1976). Modeling the nocturnal boundary layer. Amer. Meteor. Soc.
- [Boulet et al., 2007] Boulet, G., Chehbouni, A., Gentine, P., Duchemin, B., Ezzahar, J., and Hadria, R. (2007). Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agricultural and Forest Meteorology*, 146(3) :159–172.
- [Bousbih et al., 2017] Bousbih, S., Zribi, M., Lili-Chabaane, Z., Baghdadi, N., El Hajj, M., Gao, Q., and Mougenot, B. (2017). Potential of Sentinel-1 Radar Data for the Assessment of Soil and Cereal Cover Parameters. *Sensors*, 17(11) :2617.



- [Brisson et al., 2010] Brisson, N., Gate, P., Gouache, D., Charmet, G., Oury, F.-X., and Huard, F. (2010). Why are wheat yields stagnating in Europe? A comprehensive data analysis for France. *Field Crops Research*, 119(1) :201–212.
- [Brisson and Levrault, 2010] Brisson, N. and Levrault, F. (2010). Livre vert du projet CLIMATOR. *Changement climatique, agriculture et forêt en France : simulations d’impacts sur les principales espèces*.
- [Brown et al., 2003] Brown, S. C., Quegan, S., Morrison, K., Bennett, J. C., and Cookmartin, G. (2003). High-resolution measurements of scattering in wheat canopies-Implications for crop parameter retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7) :1602–1610.
- [Bsaibes et al., 2009] Bsaibes, A., Courault, D., Baret, F., Weiss, M., Oliso, A., Jacob, F., Hagolle, O., Marloie, O., Bertrand, N., and Desfond, V. (2009). Albedo and LAI estimates from FORMOSAT-2 data for crop monitoring. *Remote sensing of environment*, 113(4) :716–729.
- [Béziat et al., 2009] Béziat, P., Ceschia, E., and Dedieu, G. (2009). Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10) :1628–1645.
- [Carlson, 2007] Carlson, T. (2007). An overview of the "triangle method" for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. *Sensors*, 7(8) :1612–1629.
- [Carlson et al., 1994] Carlson, T. N., Gillies, R. R., and Perry, E. M. (1994). A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote sensing reviews*, 9(1-2) :161–173.
- [Carlson and Ripley, 1997] Carlson, T. N. and Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote sensing of Environment*, 62(3) :241–252.
- [Clark, 1999] Clark, R. N. (1999). Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. *Manual of remote sensing*, 3(3-58) :2–2.
- [Collatz et al., 1991] Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., and Berry, J. A. (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration : a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54(2-4) :107–136.
- [Coudert et al., 2006] Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., and Guillevic, P. (2006). Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source SVAT model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3) :404–420.
- [Crow et al., 2005] Crow, W. T., Li, F., and Kustas, W. P. (2005). Intercomparison of spatially distributed models for predicting surface energy flux patterns during SMACEX. *Journal of hydrometeorology*, 6(6) :941–953.
- [Deardorff, 1978] Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. geophys. Res*, 83(4) :1889–1903.
- [Dee et al., 2011] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., and Bauer, d. P. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597.
- [Del Frate and Wang, 2001] Del Frate, F. and Wang, L.-F. (2001). Sunflower biomass estimation using a scattering model and a neural network algorithm. *International journal of remote sensing*, 22(7) :1235–1244.

- [Demarty et al., 2005] Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Oliso, A., Frangi, J. P., Gupta, H. V., and Bastidas, L. A. (2005). Constraining a physically based soil-vegetation-atmosphere transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resources Research*, 41(1).
- [Dobson and Ulaby, 1981] Dobson, M. C. and Ulaby, F. (1981). Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part III-Soil tension. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, (1) :51–61.
- [Durand et al., 1993] Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc’h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18 :65–71.
- [Durand et al., 1999] Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 45(151) :469–484.
- [Englhart et al., 2011] Englhart, S., Keuck, V., and Siegert, F. (2011). Aboveground biomass retrieval in tropical forests—The potential of combined X-and L-band SAR data use. *Remote sensing of environment*, 115(5) :1260–1271.
- [Ferrier et al., 2010] Ferrier, P., Crebassol, P., Dedieu, G., Hagolle, O., Meygret, A., Tinto, F., Yaniv, Y., and Herscovitz, J. (2010). VENmuS (Vegetation and environment monitoring on a new micro satellite). pages 3736–3739. IEEE.
- [Field, 2014] Field, C. B. (2014). *Climate change 2014—Impacts, adaptation and vulnerability : Regional aspects*. Cambridge University Press.
- [Field et al., 2014] Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D., Mach, K., Mastrandrea, M., Bilir, T., Chatterjee, M., Ebi, K., Estrada, Y., and Genova, R. (2014). IPCC, 2014 : Climate change 2014 : Impacts, adaptation, and vulnerability. Part A : Global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- [Fieuzal, 2013] Fieuzal, R. (2013). *Apports des données radar pour l’estimation des paramètres biophysiques des surfaces agricoles*. PhD thesis, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- [Fieuzal and Baup, 2014] Fieuzal, R. and Baup, F. (2014). Optical and radar temporal signatures of sunflower using synchronous satellite images—Multi-frequencies and multi-polarizations analyses. pages 1512–1515. IEEE.
- [Fieuzal et al., 2012] Fieuzal, R., Baup, F., and Marais-Sicre, C. (2012). Sensitivity of TERRASAR-X, RADARSAT-2 and ALOS satellite radar data to crop variables. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, pages 3740–3743. IEEE.
- [Fieuzal et al., 2013] Fieuzal, R., Baup, F., and Marais-Sicre, C. (2013). Monitoring wheat and rapeseed by using synchronous optical and radar satellite data—From temporal signatures to crop parameters estimation.
- [Fisher et al., 2015] Fisher, J., Hook, S., Allen, R., Anderson, M., French, A., Hain, C., Hulley, G., and Wood, E. (2015). ECOSTRESS : NASA’S Next-Generation Mission to Measure Evapotranspiration from the International Space Station.

- [François, 2002] François, C. (2002). The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 80(1) :122–133.
- [Gillies et al., 1997] Gillies, R., Kustas, W., and Humes, K. (1997). A verification of the ‘triangle’ method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface  $\epsilon$ . *International journal of remote sensing*, 18(15) :3145–3166.
- [Giraldo et al., 2009] Giraldo, M. A., Bosch, D., Madden, M., Usery, L., and Finn, M. (2009). Ground and surface temperature variability for remote sensing of soil moisture in a heterogeneous landscape. *Journal of hydrology*, 368(1-4) :214–223.
- [Glenn et al., 2008] Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., and Nelson, S. G. (2008). Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes : What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, 8(4) :2136–2160.
- [Goetz, 1997] Goetz, S. J. (1997). Multi-sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site. *International Journal of remote sensing*, 18(1) :71–94.
- [Goward et al., 2001] Goward, S. N., Masek, J. G., Williams, D. L., Irons, J. R., and Thompson, R. (2001). The Landsat 7 mission : Terrestrial research and applications for the 21st century. *Remote Sensing of Environment*, 78(1-2) :3–12.
- [Groves and Rose, 2004] Groves, S. and Rose, S. (2004). Calibration equations for Diviner 2000 capacitance measurements of volumetric soil water content of six soils. *Soil Use and Management*, 20(1) :96–97.
- [Gupta et al., 1999] Gupta, H. V., Bastidas, L. A., Sorooshian, S., Shuttleworth, W. J., and Yang, Z. L. (1999). Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D16) :19491–19503.
- [Haboudane et al., 2004] Haboudane, D., Miller, J. R., Pattey, E., Zarco-Tejada, P. J., and Strachan, I. B. (2004). Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies : Modeling and validation in the context of precision agriculture. *Remote sensing of environment*, 90(3) :337–352.
- [Hain et al., 2012] Hain, C. R., Crow, W. T., Anderson, M. C., and Mecikalski, J. R. (2012). An ensemble Kalman filter dual assimilation of thermal infrared and microwave satellite observations of soil moisture into the Noah land surface model. *Water Resources Research*, 48(11).
- [Hain et al., 2011] Hain, C. R., Crow, W. T., Mecikalski, J. R., Anderson, M. C., and Holmes, T. (2011). An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D15).
- [Hajj et al., 2014] Hajj, M., Baghdadi, N., Belaud, G., Zribi, M., Cheviron, B., Courault, D., Hagolle, O., and Charron, F. (2014). Irrigated grassland monitoring using a time series of terraSAR-X and COSMO-skyMed X-Band SAR Data. *Remote Sensing*, 6(10) :10002–10032.
- [Haylock et al., 2008] Haylock, M., Hofstra, N., Tank, A. K., Klok, E., Jones, P., and New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D20).

- [Hogue et al., 2006] Hogue, T. S., Bastidas, L. A., Gupta, H. V., and Sorooshian, S. (2006). Evaluating model performance and parameter behavior for varying levels of land surface model complexity. *Water resources research*, 42(8).
- [Idso et al., 1981] Idso, S. B., Jackson, R. D., Pinter, P. J., Reginato, R. J., and Hatfield, J. L. (1981). Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology*, 24 :45–55.
- [Irish, 2000] Irish, R. R. (2000). Landsat 7 science data users handbook. *National Aeronautics and Space Administration, Report*, 2000 :415–430.
- [Jackson et al., 1981] Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., and Pinter, P. J. (1981). Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water resources research*, 17(4) :1133–1138.
- [Jiang and Islam, 1999] Jiang, L. and Islam, S. (1999). A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical research letters*, 26(17) :2773–2776.
- [Joseph et al., 2010] Joseph, A. T., van der Velde, R., O’Neill, P. E., Lang, R., and Gish, T. (2010). Effects of corn on C-and L-band radar backscatter : A correction method for soil moisture retrieval. *Remote Sensing of Environment*, 114(11) :2417–2430.
- [Kalma et al., 2008] Kalma, J. D., McVicar, T. R., and McCabe, M. F. (2008). Estimating land surface evaporation : A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, 29(4-5) :421–469.
- [Kuenzer et al., 2013] Kuenzer, C., Gessner, U., and Wagner, W. (2013). Soil Moisture from Thermal Infrared Satellite Data : Synergies with Microwave Data. In *Thermal Infrared Remote Sensing*, pages 315–330. Springer.
- [Lagouarde et al., 2018] Lagouarde, J.-P., Bhattacharya, B., Cr  bassol, P., Gamet, P., Babu, S., Boulet, G., Briottet, X., Buddhiraju, K., Cherchali, S., and Dadou, I. (2018). The Indian-French Trishna Mission : Earth Observation in the Thermal Infrared with High Spatio-Temporal Resolution. pages 4078–4081. IEEE.
- [Lambin and Ehrlich, 1996] Lambin, E. and Ehrlich, D. (1996). The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International journal of remote sensing*, 17(3) :463–487.
- [Li et al., 2010] Li, F., Crow, W. T., and Kustas, W. P. (2010). Towards the estimation root-zone soil moisture via the simultaneous assimilation of thermal and microwave soil moisture retrievals. *Advances in Water Resources*, 33(2) :201–214.
- [Macelloni et al., 2001] Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., Marliani, F., and Gai, M. (2001). The relationship between the backscattering coefficient and the biomass of narrow and broad leaf crops. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(4) :873–884.
- [Markham et al., 2004] Markham, B. L., Storey, J. C., Williams, D. L., and Irons, J. R. (2004). Landsat sensor performance : history and current status. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(12) :2691–2694.
- [Martimor et al., 2007] Martimor, P., Arino, O., Berger, M., Biasutti, R., Carnicero, B., Del Bello, U., Fernandez, V., Gascon, F., Silvestrin, P., and Spoto, F. (2007). Sentinel-2 optical high resolution mission for GMES operational services. pages 2677–2680. IEEE.

- [Mattia et al., 2003] Mattia, F., Le Toan, T., Picard, G., Posa, F. I., D'Alessio, A., Notarnicola, C., Gatti, A. M., Rinaldi, M., Satalino, G., and Pasquariello, G. (2003). Multitemporal C-band radar measurements on wheat fields. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7) :1551–1560.
- [Minacapilli et al., 2016] Minacapilli, M., Consoli, S., Vanella, D., Ciraolo, G., and Motisi, A. (2016). A time domain triangle method approach to estimate actual evapotranspiration : Application in a Mediterranean region using MODIS and MSG-SEVIRI products. *Remote sensing of environment*, 174 :10–23.
- [Monteith, 1981] Monteith, J. L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451) :1–27.
- [Moran et al., 1994a] Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y., and Vidal, A. (1994a). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote sensing of environment*, 49(3) :246–263.
- [Moran et al., 1994b] Moran, M. S., Clarke, T. R., Kustas, W. P., Weltz, M., and Amer, S. A. (1994b). Evaluation of hydrologic parameters in a semiarid rangeland using remotely sensed spectral data. *Water Resources Research*, 30(5) :1287–1297.
- [Morena et al., 2004] Morena, L., James, K., and Beck, J. (2004). An introduction to the RADARSAT-2 mission. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(3) :221–234.
- [Morgan et al., 1999] Morgan, K., Parsons, L., Wheaton, T., Pitts, D., and Obreza, T. (1999). Field calibration of a capacitance water content probe in fine sand soils. *Soil Science Society of America Journal*, 63(4) :987–989.
- [Nakicenovic et al., 2000] Nakicenovic, N., Alcamo, J., Grubler, A., Riahi, K., Roehrl, R., Rogner, H.-H., and Victor, N. (2000). *Special report on emissions scenarios (SRES), a special report of Working Group III of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- [Nett and Endemann, 2004] Nett, H. and Endemann, M. (2004). Atmospheric dynamics mission : Aeolus. volume 2, pages 1190–1195. IEEE.
- [Noborio, 2001] Noborio, K. (2001). Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry : a review. *Computers and electronics in agriculture*, 31(3) :213–237.
- [Norman and Becker, 1995] Norman, J. M. and Becker, F. (1995). Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4) :159–173.
- [Oliosio et al., 2002] Oliosio, A., Braud, I., Chanzy, A., Demarty, J., Ducros, Y., Gaudu, J.-C., Gonzalez-Sosa, E., Lewan, E., Marloie, O., and Ottlé, C. (2002). Monitoring energy and mass transfers during the Alpilles-ReSeDA experiment. *Agronomie*, 22(6) :597–610.
- [Ouaadi et al., 2019a] Ouaadi, N., Jarlan, L., Ezzahar, J., Khabba, S., and Frison, P.-L. (2019a). Analysis of C-band Sentinel-1 Data Over Wheat Crops in Semi-Arid Areas.
- [Ouaadi et al., 2019b] Ouaadi, N., Jarlan, L., Ezzahar, J., Zribi, M., Khabba, S., Bouras, E., and Frison, P.-L. (2019b). "Soil moisture retrieval over wheat fields using the backscattering coefficient and the interferometric coherence derived from Sentinel-1. Vienna.
- [Pagé, 2008] Pagé, C. (2008). Format des données SAFRAN et scénarios climatiques désagregés au CER-FACS. *Climate modelling and Global Change*.

- [Picard et al., 2003] Picard, G., Le Toan, T., and Mattia, F. (2003). Understanding C-band radar backscatter from wheat canopy using a multiple-scattering coherent model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7) :1583–1591.
- [Price, 1990] Price, J. C. (1990). Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 28(5) :940–948.
- [Provenzano et al., 2015] Provenzano, G., Rallo, G., and Ghazouani, H. (2015). Assessing field and laboratory calibration protocols for the diviner 2000 probe in a range of soils with different textures. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 142(2) :04015040.
- [Quintana-Segui et al., 2008] Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1) :92–107.
- [Richards, 2009] Richards, J. A. (2009). *Remote sensing with imaging radar*, volume 1. Springer.
- [Rodell et al., 2015] Rodell, M., Beaudoing, H. K., L’Ecuyer, T. S., Olson, W. S., Famiglietti, J. S., Houser, P. R., Adler, R., Bosilovich, M. G., Clayson, C. A., and Chambers, D. (2015). The observed state of the water cycle in the early twenty-first century. *Journal of Climate*, 28(21) :8289–8318.
- [Rosenqvist et al., 2007] Rosenqvist, A., Shimada, M., Ito, N., and Watanabe, M. (2007). ALOS PALSAR : A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(11) :3307–3316.
- [Rosenqvist et al., 2004] Rosenqvist, A., Shimada, M., and Watanabe, M. (2004). ALOS PALSAR : Technical outline and mission concepts. pages 1–7. Innsbruck, Austria.
- [Rounsevell et al., 2006] Rounsevell, M., Reginster, I., Araújo, M. B., Carter, T., Dendoncker, N., Ewert, F., House, J., Kankaanpää, S., Leemans, R., and Metzger, M. (2006). A coherent set of future land use change scenarios for Europe. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 114(1) :57–68.
- [Sandholt et al., 2002] Sandholt, I., Rasmussen, K., and Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of environment*, 79(2) :213–224.
- [Sellers et al., 1992] Sellers, P., Berry, J., Collatz, G., Field, C., and Hall, F. (1992). Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote sensing of environment*, 42(3) :187–216.
- [Shiklomanov and Rodda, 2004] Shiklomanov, I. A. and Rodda, J. C. (2004). *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge University Press.
- [Sobrino et al., 2004] Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., and Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of environment*, 90(4) :434–440.
- [SU et al., 2014] SU, S. L., Singh, D., and Baghini, M. S. (2014). A critical review of soil moisture measurement. *Measurement*, 54 :92–105.
- [Tardy et al., 2016] Tardy, B., Rivalland, V., Huc, M., Hagolle, O., Marcq, S., and Boulet, G. (2016). A Software Tool for Atmospheric Correction and Surface Temperature Estimation of Landsat Infrared Thermal Data. *Remote Sensing*, 8(9) :696.

- [Ulaby et al., 1978] Ulaby, F. T., Batlivala, P. P., and Dobson, M. C. (1978). Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part I-Bare soil. *Geoscience Electronics, IEEE Transactions on*, 16(4) :286–295.
- [Ulaby et al., 1979] Ulaby, F. T., Bradley, G., and Dobson, M. C. (1979). Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part II-vegetation-covered soil. *Geoscience Electronics, IEEE Transactions on*, 17(2) :33–40.
- [Veloso et al., 2017] Veloso, A., Mermoz, S., Bouvet, A., Le Toan, T., Planells, M., Dejoux, J.-F., and Ceschia, E. (2017). Understanding the temporal behavior of crops using Sentinel-1 and Sentinel-2-like data for agricultural applications. *Remote sensing of environment*, 199 :415–426.
- [Vidal et al., 2010] Vidal, J., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11) :1627–1644.
- [Wagner et al., 1999] Wagner, W., Lemoine, G., and Rott, H. (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote sensing of environment*, 70(2) :191–207.
- [Weiss et al., 2007] Weiss, M., Baret, F., Garrigues, S., and Lacaze, R. (2007). LAI and fAPAR CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2 : validation and comparison with MODIS collection 4 products. *Remote sensing of Environment*, 110(3) :317–331.
- [Werninghaus, 2004] Werninghaus, R. (2004). TerraSAR-X mission. volume 5236, pages 9–17. International Society for Optics and Photonics.
- [Werninghaus and Buckreuss, 2010] Werninghaus, R. and Buckreuss, S. (2010). The TerraSAR-X mission and system design. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(2) :606–614.
- [Wigneron et al., 2002] Wigneron, J.-P., Fouilhoux, M., Prévot, L., Chanzy, A., Oliso, A., Baghdadi, N., and King, C. (2002). Monitoring sunflower crop development from C-band radar observations. *Agronomie-Sciences des Productions Vegetales et de l’Environnement*, 22(6) :587–596.
- [Wong et al., 2011] Wong, W. K., Beldring, S., Engen-Skaugen, T., Haddeland, I., and Hisdal, H. (2011). Climate change effects on spatiotemporal patterns of hydroclimatological summer droughts in Norway. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6) :1205–1220.
- [Yapo et al., 1998] Yapo, P. O., Gupta, H. V., and Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of hydrology*, 204(1) :83–97.
- [Zribi et al., 2005] Zribi, M., Baghdadi, N., Holah, N., and Fafin, O. (2005). New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote sensing of environment*, 96(3) :485–496.